
Índices climáticos a partir de datos históricos de viento. Aplicación al estudio del monzón.

Tesis Doctoral

Inmaculada Vega Martín



Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales
Facultad de Ciencias Experimentales
Universidad Pablo de Olavide

Sevilla, Julio de 2019

Índices climáticos a partir de datos históricos de viento. Aplicación al estudio del monzón.

*Memoria que presenta para optar al título de
Doctora en Medio Ambiente y Sociedad
con Mención Internacional*

Inmaculada Vega Martín

Dirigida por los Doctores

**David Gallego Puyol
Pedro Ribera Rodríguez**

**Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales
Facultad de Ciencias Experimentales
Universidad Pablo de Olavide**

Sevilla, Julio de 2019

Esta tesis doctoral fue realizada entre abril de 2015 y julio de 2019 en el Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales de la Universidad Pablo de Olavide. Dicho trabajo fue financiado por las *Ayudas para contratos predoctorales para la formación de doctores*, convocatoria 2014, del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad (ref: BES-2014-069733). Ese contrato estaba asociado al proyecto INCITE (ref: CGL2013-44530-P), dirigido por David Gallego Puyol. Durante este periodo predoctoral se realizó una estancia de tres meses de duración en el Departamento de Meteorología de la Universidad de Reading (Reino Unido), financiada por las *Ayudas a la movilidad predoctoral para la realización de estancias breves en Centros de I+D*, convocatoria 2016, del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad (ref: EEBB-I-17-12502). Además, el grupo RNM-356 del Plan Andaluz de Investigación, Desarrollo e Innovación (PAIDI) contribuyó a la financiación de publicaciones y participación en congresos.

*A mis padres y
a ti, carísimo lector*

*Having a question you can't answer
is much better than
having an answer you can't question.*

Richard Feynman

Agradecimientos

Toda etapa llega a su fin y es el momento de reconocer a todos los que han formado parte de ésta: mi viaje como doctoranda.

No hay viaje sin destino. Es por esto que me gustaría agradecer, en primer lugar, a Ricardo García Herrera la oportunidad que me presentó hace cinco años: volver a casa, tras varios años en Madrid, para hacer un doctorado. Al principio, tenía mis dudas porque los monzones me sonaban un poco a chino, nunca mejor dicho. Sin embargo, ha sido una experiencia inolvidable que volvería a repetir.

Las guías corrieron a cargo de mis directores, David Gallego y Pedro Ribera. No pudimos llegar a buen puerto con el monzón de la India, pero el gran desconocido WNPSM resultó ser la mejor ruta. Ha sido un placer estudiarlo y me hubiera gustado llegar más allá; pero, inevitablemente, siempre queda algo en el tintero. Gracias por darme la oportunidad de formar parte del proyecto INCITE y enseñarme a lo largo de estos años, por facilitar mi asistencia a tantos congresos internacionales y la colaboración con Alicia Troncoso y Gualberto Cortés, por darme libertad a la hora de hacer la estancia, por permitirme colaborar en tareas docentes y hacer la web del grupo.

Durante este viaje, hice paradas en estaciones como Mérida o Madrid. En la primera, conocí a gran parte de la familia de climatólogos de España y presenté por primera vez resultados de mi trabajo. En Madrid, Ricardo García Herrera y David Barriopedro me dieron otra perspectiva de los resultados, mil gracias por vuestros comentarios constructivos. La parada más larga fue en Reading (Reino Unido) bajo la supervisión del Dr. Andrew Turner. Agradezco enormemente todas las facilidades que me diste para poder desarrollar mi investigación e incluirme en las actividades del departamento como una más. Es magnífico todo lo que hacéis allí. Muchísimas gracias a Armenia, por tu amistad, por hacerme partícipe del ambiente PhD y por llevarme hasta Pablo Ortega y Albert Osso, dos chicos maravillosos. No querría olvidarme de Sarah, Naomi, Bei, Christoph, Sally y resto de compañeros de despacho. Me alegro de que os gustara mi tarta de Santiago. Ajeeth, gracias

por ser compañero de aventuras.

Con respecto a los compañeros de viaje, Fran, tú fuiste quien subió a este “barco” conmigo allá por marzo de 2015. Gracias por estar siempre dispuesto a ayudar, por escucharme, por compartir frustraciones, por las charlas sobre cualquier cosa y por todos los buenos momentos, dentro y fuera de la UPO. Con la llegada de Nuria comenzó la revolución: se fundó oficialmente “Lost in the life”, comenzaron los debates y las mil iniciativas como el Taller de Meteorología en la Semana de la Ciencia. Gracias por ser una buenísima compañera y mejor amiga. Los ecólogos también han sido bienvenidos en esta travesía, sobre todo si son amores de chicas como Irene y Laura. Irene, por mejorar, tu casa pronto dejarías; gracias por los momentos patinando, de ruta o de concierto. Laura, gracias por esa risa que llena todo el edificio, por los *breaks* tan necesitados y por todos los momentos fuera de la universidad; en especial cuando nos reuniste en Coimbra, donde vivimos experiencias huracanadas. Rafa, aunque te he conocido más en tu etapa post-UPO, gracias por ser un encanto de persona. No me podría olvidar de Paulina, que me echó una mano en los primeros meses de este viaje y que tuvo que cruzar el “charco”. Otros que cruzaron el “charco” pero en sentido inverso fueron Geidy y Lázaro, me encantó tenerlos en el laboratorio. A Verónica y Cristina, gracias por vuestra simpatía y disponibilidad.

A los que no están cerca, pero tampoco lejos. Bea, ya van 13 años, que se dice pronto. Estés donde estés, sé que te tengo a una llamada de distancia. Mayu y Cristina, dos regalos inesperados que me dio Madrid. Esta ciudad también unió un poco de norte con un poco de sur; bien lo saben Hugo, Miguel y Santi. Chicos, gracias por los momentos compartidos dentro y fuera de la universidad. Jose, un gracias se queda corto.

Durante este viaje también hubo tiempo para hacer el MAES. Gracias a los compañeros de la especialidad y del genérico, especialmente a Alfonso, Fabio, Inés, Pilar y Sole. El Colegio Juan Nepomuceno me regaló, además de una grata experiencia como docente, a Raquel, una compañera de prácticas que se convirtió en amiga.

Y justo antes de atracar en puerto, en el momento preciso, aparecieron mi profesor y compañeros de Hapkido. Muchísimas gracias por el buen ambiente y la energía que transmitís día a día.

A mis padres siempre los dejo para el final porque no quiero que mi mensaje se pierda entre tantas líneas. No sólo me distéis la vida hace 29 años sino que lo seguís haciendo día a día y, en especial durante esta etapa que justo acaba. Ha sido un viaje en una montaña rusa, con sus correspondientes caídas en picado y sacacorchos. Mil gracias por todo. Por cierto, en esta ocasión no habéis sido los últimos.

Las últimas, que serán las primeras, son mis abuelas. Son esas personas que quieren infinito y sienten un orgullo por sus nietos que alcanza límites insospechados. Rosario, la licenciada se convertirá en doctora. Gracias por tanto cariño, nunca me cansaré de leer esas dedicatorias escritas de tu puño y letra. Valle, me dejaste “con mis cosas” a mitad de camino. Hoy esa ruta termina para dar paso a otra, espero que allá donde estés sigas sintiéndote tan orgullosa de mí como siempre.

Resumen

El objetivo de esta tesis doctoral ha sido la generación de índices climáticos para caracterizar la circulación monzónica en Asia. Dicha circulación está asociada a la inversión estacional de la dirección del viento. En concreto, el monzón de verano del noroeste del Pacífico (WNPSM, por sus siglas en inglés), la componente menos estudiada del monzón asiático, se caracteriza por vientos del sudoeste en la región 100°-130°E, 5°-15°N (D1) y del sudeste en 110°-140°E, 20°-30°N (D2). Por ello, ha sido posible reconstruir la historia del WNPSM utilizando únicamente datos de dirección del viento.

Gracias a numerosos proyectos dedicados a la recuperación de datos meteorológicos históricos tomados a bordo de navíos (Wilkinson et al., 2011; García-Herrera et al., 2005; Allan et al., 2011), se dispone de una base de datos con registros desde 1662 (ICOADS; Freeman et al., 2017). Esta base de datos también incorpora observaciones procedentes de estaciones fijas, boyas e instrumentos oceanográficos en las décadas más recientes. Utilizando los datos de dirección del viento de ICOADS, se han podido generar dos índices representativos del WNPSM a escala mensual y diaria: el *Western North Pacific Directional Index* (WNPDI) y el *Monsoon Daily Directional Index* (MDDI). Ambos miden la frecuencia de vientos del sudoeste en D1 y del sudeste en D2. Así, los valores altos (bajos) de los índices están asociados a un monzón intenso (débil) y, en consecuencia, a un aumento (una reducción) de la precipitación en Indochina oriental, el norte de las Islas Filipinas y las Islas Marianas. Tanto el WNPDI como el MDDI se remontan a principios del siglo XX, lo que supone una ampliación de 50 años, aproximadamente, con respecto a los registros actuales del WNPSM. Además, debido a sus escalas temporales, cada uno de los índices ha permitido conocer características diferentes del WNPSM.

En primer lugar, se ha estudiado la intensidad del monzón a partir del WNPDI. Este índice ha revelado la existencia de un periodo de monzones muy intensos en la primera mitad del siglo XX (1918-1948). Además, la longitud centenaria del índice ha permitido analizar la estacionariedad de la relación del monzón con diferentes patrones climáticos como ENSO, El

Niño Modoki, IOD (Dipolo del Océano Índico) o PDO (Oscilación decadal del Pacífico) a lo largo del periodo 1900-2013. El resultado más significativo se ha encontrado para la teleconexión con ENSO. Así, un WNPSM intenso (débil) tendía a ser precedido por anomalías de SST negativas (positivas) en el Pacífico tropical oriental desde la década de 1960 hasta el presente. Sin embargo, esta relación se invirtió en la primera mitad del siglo XX. Aunque actualmente no se conocen las causas de este cambio, se ha encontrado que las condiciones atmosféricas y oceánicas en el Océano Atlántico modulan la teleconexión WNPSM-ENSO. En este sentido, la fase positiva (negativa) de la AMO (Oscilación Multidecadal del Océano Atlántico) reforzaría (debilitaría) dicha teleconexión mientras que la variabilidad de la NAO (Oscilación del Atlántico Norte) tendría un efecto opuesto.

Por otra parte, la relación entre el WNPSM y distintos patrones climáticos ha servido de base para predecir monzones muy intensos a partir de técnicas de minería de datos. Las más útiles desde un punto de vista climático son los árboles de decisión, que permiten acotar el valor de los predictores en la ocurrencia de eventos extremos. Para generar dichos árboles se han considerado los algoritmos C4.5 en solitario y junto con *Random Forest* (RF), *Consolidated Tree Construction* (CTC) y *Probability Threshold Selector* (PTS). Todos muestran como predictores frecuentes de un monzón extremo la historia del propio monzón (WNPSM), El Niño Modoki (EMI) y ENSO. Sin embargo, la PDO y el IOD (DMI) intervienen en la ocurrencia de pocos monzones muy intensos. Como ejemplo, el algoritmo PTS muestra las siguientes condiciones como las más frecuentes para la ocurrencia de un monzón extremo en septiembre: $EMI_{junio} \leq 0.36$, $EMI_{agosto} \geq -0.35$, $DMI_{abril} \leq 0.19$ y $EN3.4_{JJA} \leq 0.5$.

En segundo lugar, se ha realizado un análisis de la variabilidad intra-anual del monzón. A partir del MDDI se han establecido las fechas de inicio y fin del WNPSM así como de sus periodos de debilitamiento o *breaks* desde principios del siglo XX. Con respecto a las fechas de inicio y fin del monzón (conocidas como *onset* y *withdrawal*, respectivamente), se han encontrado diferencias entre los periodos 1903-1940 y 1949-2014. Por ejemplo, durante este último periodo, el *onset* ocurrió entre mayo y agosto, mientras que el *withdrawal* tuvo lugar entre octubre y noviembre. En cambio, en el periodo 1903-1940 el monzón tendió a comenzar en mayo y terminar entre noviembre y diciembre. Además, las series de *onset* y *withdrawal* presentan una mayor variabilidad interanual a partir de 1949. Dicha variabilidad está asociada a ENSO sólo durante el periodo 1949-2014. De esta manera, el inicio (fin) de WNPSM se adelantó con condiciones La Niña (El Niño) y se retrasó con condiciones El Niño (La Niña).

Los *breaks* del monzón están asociados a una disminución de la precipitación en Indochina oriental, el norte de las Islas Filipinas y las Islas Ma-

rianas. Estos eventos, que suelen tener una duración de entre 20 y 30 días, se concentran en dos intervalos: desde mediados de agosto hasta principios de septiembre y desde finales de junio hasta mediados de julio. Se ha encontrado que tanto la dominancia de cada intervalo como el pico de frecuencia de días de monzón inactivo experimentan una variación multidecadal. Además, el número de *breaks* por año, que varía entre uno y cuatro, también se ve afectado por el periodo considerado. Así, en el periodo 1949-2014 fueron más frecuentes los monzones con un solo *break*, mientras que en el periodo 1903-1940 dominaron los monzones con dos eventos. Por otra parte, se ha encontrado un cambio en las trayectorias de los ciclones tropicales (TC, por sus siglas en inglés) en días de monzón activo e inactivo, principalmente en los meses de julio y agosto. En este sentido, los TC describen trayectorias más zonales entre el Mar de Filipinas y el Mar del Sur de China en los días de monzón activo. Por el contrario, las trayectorias se recurvan hacia latitudes superiores, alcanzando el sur de Corea y el sudeste de Japón, en los días de monzón inactivo.

Abstract

The aim of this thesis has been to compute several climate indices in order to quantify the monsoonal circulation in Asia. This circulation is associated to a seasonal wind reversal. In particular, the Western North Pacific Summer Monsoon (WNPSM), which is the less known component of the Asian monsoon, is characterised by southwesterlies within the 100° - 130° E, 5° - 15° N (D1) region and southeasterlies within 110° - 140° E, 20° - 30° N (D2). In this work we show that it is possible to represent the WNPSM by using exclusively wind direction observations.

A number of projects focused on the recovery of historical meteorological measurements taken aboard ships (Wilkinson et al., 2011; García-Herrera et al., 2005; Allan et al., 2011), contributed to the development of a large database of wind direction observations covering the 1662-present period (the ICOADS; Freeman et al., 2017). By using wind direction observations from ICOADS, we computed two indices quantifying the WNPSM at monthly and daily scales: the Western North Pacific Directional Index (WNPDI) and the Monsoon Daily Directional Index (MDDI). Both indices measure the frequency of southwesterlies at D1 and southeasterlies at D2. Thus, high (low) values of both indices are associated to strong (weak) monsoons and, therefore, an increase (a decrease) of precipitation in western Indochina, northern Philippines and the Marianas Islands. Both the WNPSM and MDDI start in the early 20th century, 50 years before than the previously available WNPSM indices. In addition, each index shows different aspects of the WNPSM due to its temporal scale.

Firstly, the monsoon intensity has been assessed with the WNPDI. This index has revealed a period of strong monsoons in the first half of the 20th century (1918-1948). Moreover, the relationship between the WNPSM and different climatic patterns such as ENSO, El Niño Modoki, the IOD (Indian Ocean Dipole) and PDO (Pacific Decadal Oscillation) has been analysed throughout the 1900-2013 period. The most remarkable result has been found for ENSO. A strong (weak) WNPSM tended to be preceded by negative (positive) SST anomalies in the eastern tropical Pacific from the 1960s to

the present time. Nevertheless, this relationship reversed in the first half of the 20th century. Despite the fact that the causes of that change are currently unknown, we found that the Atlantic sector modulates the WNPSM-ENSO relationship. In this sense, a positive (negative) phase of the AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) would enhance (weaken) that teleconnection whereas the NAO (North Atlantic Oscillation) variability would act inversely.

On the other hand, the relationship between the WNPSM and several climatic patterns has been useful to predict very strong monsoons by using data mining techniques. From a climatological point of view, the most promising results were obtained with decision trees. This technique allows to set a range of values for the predictors of extreme WNPSM. In this thesis, the C4.5 algorithm alone and with Random Forest (RF), Consolidated Tree Construction (CTC) and Probability Threshold Selector (PTS) have been considered in order to generate decision trees. All of them show that the WNPSM history (WNPDI), El Niño Modoki (EMI) and ENSO are the most frequent predictors of very strong WNPSM. Nevertheless, the PDO and IOD (DMI) scarcely contribute to the occurrence of very strong monsoons. As an example, the PTS algorithm shows the following conditions as the most frequent for a strong monsoon to occur in September: $EMI_{June} \leq 0.36$, $EMI_{August} \geq -0.35$, $DMI_{April} \leq 0.19$ y $EN3.4_{JJA} \leq 0.5$.

Secondly, an analysis of the WNPSM intra-annual variability has been carried out. The beginning and the end of the monsoon (known as the onset and withdrawal dates, respectively) as well as its breaks have been determined since the early 20th century by using the MDDI. Regarding the onset and withdrawal, there are some differences between the 1903-1940 and 1949-2014 periods. For instance, during the latter period, the onset occurred between May and August, whereas the withdrawal took place between October and November. In contrast, the WNPSM tended to start in May and finish between November and December throughout the 1903-1940 period. Furthermore, both the onset and withdrawal series show a higher interannual variability from 1949 on. That variability is associated to ENSO only during the 1949-2014 period, when the monsoon started (finished) earlier under La Niña (El Niño) conditions and later under El Niño (La Niña) conditions.

Monsoon breaks are associated to a sudden decrease of the monsoonal precipitation in western Indochina, northern Philippines and the Mariana Islands. These events, which usually endure between 20 and 30 days, tend to occur within two intervals; from mid-August to early-September and from late-June to mid-July. Both the dominance of each interval and the most frequent date of inactive monsoon days show multidecadal variability. In addition, the number of breaks per year, which varies between one and four, also depends on the period considered. Monsoons with only one break were the most frequent during the 1949-2014 period, whereas more monsoons

with two breaks occurred throughout the 1903-1940 period. On the other hand, we show that differences in tropical cyclone (TC) tracks are related to active/inactive monsoon days, mainly in July and August. In this sense, TC trace more zonal paths between the Philippines Sea and the South China Sea during active monsoon days. In contrast, TC trajectories curve towards higher latitudes, reaching the south of Korea and southeast of Japan, during inactive monsoon days.

Índice

Agradecimientos	IX
Resumen	XIII
Abstract	XVII
Lista de publicaciones	XXXI
Lista de acrónimos	XXXIII
I Introducción	1
1. El monzón de verano del noroeste del Pacífico (WNPSM)	3
1.1. Variabilidad de las fechas de inicio y fin del monzón	6
1.2. Monzón de verano	7
1.3. Debilitamiento o “ruptura” del monzón	9
2. Motivación y objetivos de la tesis	13
II Metodología	19
3. Índices direccionales	21
3.1. Índice mensual	23
3.2. Índice diario	26
3.2.1. Determinación de las fechas de inicio y fin del WNPSM	27
3.2.2. Periodos de debilitamiento o <i>breaks</i>	30
4. Datos	33
4.1. Escala mensual	34
4.2. Escala diaria	42

III	Resultados	45
5.	Reconstrucción de la intensidad del WNPSM desde finales del siglo XIX	47
5.1.	El WNPDI como indicador del WNPSM	47
5.2.	Relación entre el WNPSM y patrones climáticos de escala global a lo largo del siglo XX	54
5.2.1.	Causas del cambio en la relación WNPSM-ENSO . . .	59
5.2.2.	Modulación de la relación WNPSM-ENSO/El Niño Modoki/PDO debida a otros patrones climáticos . . .	65
5.3.	Predicción mensual del WNPSM	69
5.3.1.	Conjunto de datos de entrada	71
5.3.2.	Evaluación de las técnicas de minería de datos	73
5.3.3.	Interpretación de los resultados obtenidos	78
6.	Análisis estacional del WNPSM	83
6.1.	Fechas de inicio y fin del WNPSM en el periodo 1949-2014 . .	85
6.1.1.	Variabilidad interanual del inicio y fin del monzón . .	88
6.2.	Periodos de debilitamiento o <i>breaks</i> del WNPSM en el periodo 1949-2014	90
6.2.1.	Influencia de los <i>breaks</i> del WNPSM en los ciclones tropicales en el periodo 1949-2013	96
6.3.	Evolución de la estación monzónica durante el periodo 1903-1940	100
6.3.1.	Inicio y fin del WNPSM	101
6.3.2.	<i>Breaks</i> del WNPSM	106
IV	Conclusiones	111
7.	Conclusiones y perspectivas futuras	113
7.1.	Conclusiones principales	114
7.1.1.	Intensidad del monzón	114
7.1.2.	Estación monzónica	116
7.2.	Perspectivas futuras	118
8.	Conclusions and future perspectives	121
8.1.	Main conclusions	122
8.1.1.	Monsoon intensity	122
8.1.2.	Monsoonal season	124
8.2.	Future perspectives	126

V	Apéndices	129
A.	Mapa zona de estudio	131
B.	Árboles de decisión para la predicción de monzones muy intensos	133
B.1.	Evaluación de las técnicas de minerías de datos	133
B.2.	Árboles de decisión	134
C.	Boxplot	139
	Bibliografía	141

Índice de figuras

1.1.	Dominio de los tres componentes del sistema monzónico asiático de acuerdo a Wang y LinHo (2002): monzón de verano la India (ISM), del este de Asia (EASM) y del noroeste del Pacífico (WNPSM). Figura modificada de Wang y LinHo (2002).	4
1.2.	Composite de precipitación continental (en mm·día ⁻¹ ; color) y viento en el nivel $\sigma=0.995$ (vectores) diarios durante junio-agosto en el periodo 1951-2007.	5
1.3.	Trayectorias de ciclones tropicales durante los ciclos II (a y b) y III (c y d) del WNPSM, definidos por Wang y Wu (1997), distinguiendo fase húmeda (a y c) y seca (b y d) a lo largo del periodo 1975-1994. Figura extraída y modificada de Wang y Wu (1997).	11
2.1.	Página del diario de navegación del buque español “San Francisco Xavier” en ruta desde Cádiz hasta Cartagena de Indias (Colombia), correspondiente al día 14 de octubre de 1792. Cortesía del Archivo del Museo Naval de Madrid (Ms 241). .	14
2.2.	Observaciones de dirección de viento en ICOADS durante el periodo 1750-2014 distribuidas en una rejilla de 1° x 1°. . . .	17
3.1.	Número de observaciones diarias de dirección de viento en D1 (a) y D2 (b) en ICOADS a lo largo del periodo 1750-2014. . .	23
3.2.	Evolución anual del número de observaciones de dirección del viento de ICOADS en los dominios D1 (100°-130°E, 5°-15°N; azul) y D2 (110°-140°E, 20°-30°N; rojo) durante los meses de verano (JJA) a lo largo del periodo 1750-2014.	25
3.3.	Evolución mensual climatológica del WNPDI a lo largo del periodo 1949-2014.	26
3.4.	Climatología diaria del MDDI durante el periodo 1949-2014. .	28
3.5.	Esquema para determinar las fechas de inicio y fin del monzón en un año dado.	29
3.6.	Esquema para identificar el <i>break</i> del monzón en un año dado (Sec. 3.2.2).	31

4.1. Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de EN3 durante invierno a lo largo del periodo 1900-2013.	36
4.2. Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de EMI durante verano a lo largo del periodo 1900-2013.	38
4.3. Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de DMI durante otoño a lo largo del periodo 1900-2013.	39
4.4. Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de PDO durante invierno a lo largo del periodo 1900-2013.	40
4.5. Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de AMO durante verano a lo largo del periodo 1900-2013.	41
5.1. Evolución del WNPDI _{JJA} durante el periodo 1849-2014.	48
5.2. Evolución de los índices del WNPSM calculados a partir de datos de ICOADS, 20CR y ERA-20C durante el verano del periodo 1849-2014.	49
5.3. Correlación entre los índices del WNPSM basados en ICOADS, 20CR y ERA-20C y la precipitación estival durante los periodos 1901-1950 y 1951-2010.	50
5.4. Diferencia de los composites de precipitación estival entre años de monzones extremadamente fuertes y débiles durante el periodo 1901-2013.	52
5.5. Anomalías de precipitación estival durante los periodos 1918-1948 (a) y 1983-2013 (b) con respecto al periodo 1901-2013.	53
5.6. Composite de la diferencia estival de (a) transporte de humedad y su convergencia y (b) velocidad vertical entre años de monzón fuerte y débil durante el periodo 1981-2013.	54
5.7. a) Mapa de correlaciones entre la SST (JJA) y WNPDI _{JJA} a lo largo del periodo 1900-2013. (b) Diferencia de composites de SST (JJA; °C) entre años de monzones extremos fuertes (13) y débiles (12) para el mismo periodo. Sólo se muestran los valores estadísticamente significativos ($p < 0.05$).	56
5.8. Correlación móvil entre el WNPDI _{JJA} y los índices estacionales EMI, SCS, EN3, DMI y PDO; considerando distintos desfases estacionales durante el periodo 1900-2013.	58
5.9. Correlación móvil entre el WNPDI _{JJA} y los índices estacionales EN3, EN3.4 y SOI, considerando distintos desfases estacionales durante el periodo 1900-2013.	62
5.10. Correlación móvil entre el WNPDI _{JJA} y el índice EN3 estacional, a lo largo del periodo 1900-2013, considerando diferentes desfases en años ENSO <i>developing</i> (a), <i>decaying</i> (b) y no ENSO (c).	63

5.11. Evolución estacional del índice EN3 promediado en años El Niño (a) y La Niña (b) durante los periodos 1900-1957 (naranja) y 1958-2013 (verde). Nótese que cada gráfico cubre 4 años, estando centrado en el pico del evento ENSO (DEF).	64
5.12. Ejemplo de árbol de decisión sobre cómo ir al trabajo.	74
5.13. Árbol de decisión construido a partir de la técnica CTC para el conjunto de datos SMOTE(x1).	79
5.14. Árbol de decisión construido a partir del clasificador PTS para el conjunto de datos SMOTE(x4) y el mes de septiembre.	81
6.1. Evolución diaria del MDDI para los años: 1954 (a), 1961 (b), 1987 (c) y 2000 (d).	84
6.2. Evolución anual de las fechas de inicio y fin del WNPSM (a) y su frecuencia, considerando intervalos de 5 días (b) para el periodo 1949-2014.	86
6.3. Diferencia de composites de anomalías de precipitación diaria ($\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$) correspondientes a los días 5 a 10 posteriores menos los 5 a 10 previos a la fecha de inicio (a) y fin (b) del WNPSM durante el periodo 1951-2007	87
6.4. Correlación móvil entre el índice estacional EN3 y la fecha de inicio (a), fin (b) y duración (c) del WNPSM durante el periodo 1949-2014. D, e y f igual pero para EMI.	89
6.5. Días inactivos del WNPSM (a) y su frecuencia (b) durante el periodo 1949-2014.	91
6.6. Diferencia de composites de anomalías diarias de precipitación entre días de monzón activo e inactivo durante el periodo 1951-2007.	92
6.7. Densidad de probabilidad de los días de <i>break</i> del WNPSM para el periodo 1975-94.	93
6.8. Densidad de probabilidad de la fecha de los días de monzón inactivo por décadas a lo largo del periodo 1950-2014.	95
6.9. Composites de anomalías diarias de SLP (Pa) y viento al nivel $\sigma=0.995$ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en días de monzón activo (a) e inactivo (b) durante el periodo 1949-2013. Distribución espacial (en % y rejilla de $5^\circ\times 5^\circ$) del número de TC en días de monzón activo (c) e inactivo (d) y su diferencia (e) para el mismo periodo.	97
6.10. Distribución espacial (en % y rejilla de $5^\circ\times 5^\circ$) del número de TC en días de monzón activo (columna izquierda) e inactivo (columna central) y su diferencia (columna derecha) para junio, julio, agosto y septiembre durante el periodo 1949-2013.	98
6.11. Igual que Fig. 6.2 pero para el periodo 1903-1940.	102
6.12. Histograma de frecuencias de la duración del WNPSM en los periodos 1903-1940 (rosa) y 1949-2014 (azul).	102

6.13. Boxplot de las fechas de <i>onset</i> (a) y <i>withdrawal</i> (b) y duración (c) del WNPSM en años El Niño (EN) y La Niña (LN) durante los periodos 1903-1940 (P1) y 1976-2013 (P2).	104
6.14. Boxplot de las fechas de <i>onset</i> (a) y <i>withdrawal</i> (b) y duración (c) del WNPSM en años de fase positiva (EMIp) y negativa (EMIn) de El Niño Modoki durante los periodos 1903-1940 (P1) y 1976-2013 (P2).	105
6.15. Igual que Fig. 6.5 pero para el periodo 1903-1940.	106
6.16. Histograma de frecuencias del número de breaks por año (a) y duración de los mismos (b) durante los periodos 1903-1940 (rosa) y 1949-2014 (azul).	107
6.17. Densidad de probabilidad de la fecha de los días de monzón inactivo por décadas a lo largo del periodo 1903-1939.	108
6.18. Distribución espacial del número de TC en días de monzón activo e inactivo y su diferencia durante el periodo 1903-1939.	109
A.1. Mapa de la zona de estudio.	131
B.1. Árbol de decisión construido a partir del algoritmo C4.5 para el conjunto de datos SMOTE(x2) y el mes de agosto.	135
B.2. Árbol de decisión construido a partir del clasificador PTS para el conjunto de datos SMOTE(x4) y el mes de agosto.	136
B.3. Árbol de decisión construido a partir del algoritmo C4.5 para el conjunto de datos SMOTE(x2) y el mes de septiembre.	137
B.4. Árboles de decisión construidos a partir de (a) C.45 con SMOTE(x2) y (b) PTS con SMOTE (x4)(b)para el mes de octubre.	138
C.1. Partes del boxplot.	139

Índice de Tablas

1.1.	Fecha de cada uno de los ciclos del WNPSM y sus correspondientes fases, según Wang y Wu (1997).	10
5.1.	Resumen de las diferencias en la correlación entre el WNPDI y los índices representativos de diferentes patrones climáticos durante los periodos 1900-1959 y 1960-2013.	60
5.2.	Coeficientes de correlación entre la “correlación móvil de 51 años entre WNPDI _{JJA} y EN3/EMI/PDO estacionales” y las series estacionales de media(m)/desviación estándar (sd) móviles (considerando una ventana de 21 años) de EN3, EMI, PDO, AMO y NAO durante el periodo 1900-2013. Nótese que EN3/EMI/PDO están en fase con el resto de oscilaciones climáticas. Además del verano, se consideran el invierno previo al monzón con EN3 y PDO y el invierno posterior con EMI. Los coeficientes estadísticamente significativos ($p < 0.01$) se indican en negrita.	68
5.3.	Predictores seleccionados en las técnicas de minería de datos para la predicción de WNPSM extremos.	72
5.4.	Número de monzones extremos y no extremos en cada conjunto de datos “artificiales” [desde SMOTE(x1) hasta SMOTE(x4)] en relación al original (sin aplicar SMOTE).	73
5.5.	Evaluación de las técnicas de minerías de datos C4.5, RF, CTC y PTS para el conjunto de datos SMOTE(x4).	78
B.1.	Evaluación de las técnicas de minerías de datos C4.5, RF, CTC y PTS para el conjunto de datos SMOTE(x1).	133
B.2.	Evaluación de las técnicas de minerías de datos C4.5, RF, CTC y PTS para el conjunto de datos SMOTE(x2).	134
B.3.	Evaluación de las técnicas de minerías de datos C4.5, RF, CTC y PTS para el conjunto de datos SMOTE(x3).	134

Lista de publicaciones

Como resultado de la investigación presentada en esta tesis doctoral se han elaborado los siguientes artículos:

1. Vega, I., D. Gallego, P., Ribera, F. de Paula Gómez-Delgado, R. García-Herrera y C. Peña-Ortiz (2018). Reconstructing the Western North Pacific Summer Monsoon since the late nineteenth century. *Journal of Climate*, 31, 355-368, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0336.1>
2. Troncoso, A., P. Ribera, G. Asencio-Cortés, I. Vega y D. Gallego (2018). Imbalanced classification techniques for monsoon forecasting based on a new climatic time series. *Environmental Modelling & Software*, 106, 48-56, <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.11.024>
3. Vega, I., P., Ribera y D. Gallego. Characteristics of the onset, withdrawal and breaks of the Western North Pacific Summer Monsoon in the 1949-2014 period. *Enviado a Journal of Climate*.

Lista de acrónimos

- ACRE** Atmospheric Circulation Reconstruction over the Earth initiative
- AMO** Atlantic Multidecadal Oscillation
- APHRODITE** Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources
- CLIWOC** Climatological database for the World's Oceans
- CMIP** Coupled Model Intercomparison Project
- COBE** Centennial in situ Observation-Based Estimates of SST
- CTC** Consolidated Tree Construction algorithm
- DMI** Dipole Mode Index
- EASM** East Asian Summer Monsoon
- EAWM** East Asian Winter Monsoon
- ECMWF** European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- EMI** El Niño Modoki Index
- ENSO** El Niño - Southern Oscillation
- GPCC** Global Precipitation Climatology Center
- ICOADS** International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set
- INCITE** Nueva generación de índices climáticos instrumentales. Aplicación al estudio de la teleconexión monzón-Mediterráneo
- IOD** Indian Ocean Dipole
- ISM** Indian Summer Monsoon
- ISO** Intraseasonal Oscillation
- JWTC** Joint Typhoon Warning Center

MDDI Monsoon Daily Directional Index

MDDI21 Media móvil de 21 días del MDDI

MJO Madden-Julian Oscillation

NAO North Atlantic Oscillation

NCEP/NCAR National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

NPGO North Pacific Gyre Oscillation

NPO North Pacific Oscillation

OLR Outgoing Longwave Radiation

PDO Pacific Decadal Oscillation

PTS Probability Threshold Selector

RECLAIM Recovery of logbooks and international marine data

RF Random Forest

SCS South China Sea

SLP Sea Level Pressure

SMOTE Synthetic Minority Over Sampling Technique

SOI Southern Oscillation Index

SST Sea Surface Temperature

SVM Support Vector Machine

TC Tropical Cyclone

UTC Coordinated Universal Time

WNP Western North Pacific

WNPAC Western North Pacific Anticyclone

WNPDI Western North Pacific Directional Index

WNPMI Western North Pacific Monsoon Index

WNPSM Western North Pacific Summer Monsoon

Parte I

Introducción

Capítulo 1

El monzón de verano del noroeste del Pacífico (WNPSM)

El monzón es un régimen de vientos estacional asociado a un periodo seco y otro húmedo que tiene lugar, principalmente, en zonas tropicales. Este fenómeno es de vital importancia en el sudeste de Asia, donde habita alrededor del 60 % de la población mundial (Wang, 2006). En este sentido, la economía de muchos de los países en dicha región está basada en la agricultura, sector al que está vinculado un gran porcentaje de la población activa [casi el 70 % en el caso de la India (Prasanna, 2014)]. El ritmo de las actividades agrícolas así como su producción se ven condicionados, en gran medida, por la variabilidad de la fecha de inicio del monzón y su intensidad (Prasanna, 2014; Tao et al., 2004; Wang, 2006, Cap18; Lansigan et al., 2000). Por ejemplo, las semillas de arroz crecen en semilleros durante el mes previo al inicio del monzón, momento en el que se reúnen las condiciones óptimas de humedad y nubosidad para que su trasplante se produzca con éxito. Si el inicio del monzón se retrasa, se producen grandes pérdidas ya que, en caso de hacer el trasplante, el cultivo acabaría marchitándose. En el caso contrario, las semillas crecerían demasiado para ser trasplantadas (Wang, 2006, Cap.18). Por tanto, la investigación sobre la variabilidad, interanual e intraestacional, del monzón asiático; así como la predicción de su inicio y posibles periodos de sequía son de gran interés práctico.

El sistema monzónico asiático en verano es uno de los componentes más energéticos del sistema climático y, tradicionalmente, se divide en tres sub-componentes (Fig. 1.1): el monzón de la India, el monzón del este de Asia y el monzón del noroeste del Pacífico (ISM, EASM y WNPSM, respectivamente, por sus siglas en inglés). La circulación atmosférica asociada al sistema monzónico asiático, bien establecida en meses de verano como junio-agosto,

viene dada en promedio por vientos de componente sudoeste en la banda latitudinal 5° - 20° N, procedentes tanto del Chorro Somali (Findlater (1969)) como del flujo “crosecuatorial” en Oceanía, y vientos de componente sur/sudeste en latitudes superiores, debidos a la influencia del anticiclón en el Pacífico norte (Fig. 1.2). En consecuencia, las regiones que experimentan un aumento de la precipitación durante la estación monzónica se localizan en la banda de latitud 20° - 30° N, gran parte de Japón, Corea y las Islas Filipinas. Además, destacan las anomalías de precipitación entre 30 y $40 \text{ mm}\cdot\text{día}^{-1}$ a lo largo de la costa occidental de India y Birmania (Fig. 1.2).

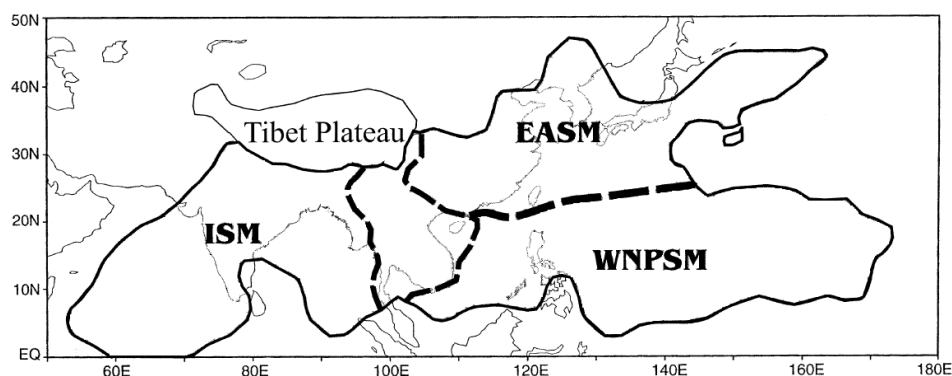


Figura 1.1: Dominio de los tres componentes del sistema monzónico asiático de acuerdo a Wang y LinHo (2002): monzón de verano la India (ISM), del este de Asia (EASM) y del noroeste del Pacífico (WNPSM). Figura modificada de Wang y LinHo (2002).

El WNPSM fue considerado como una estructura independiente por primera vez por Tao y Chen (1987). Además, se trata de un monzón particular debido a su carácter oceánico (su núcleo está localizado en 110° - 160° E, 10° - 20° N; Murakami y Matsumoto, 1994). Sin embargo, no ha recibido tanta atención como el ISM o el EASM; posiblemente, debido a la escasez de observaciones en su dominio (Fig. 1.1). No obstante, experimenta una gran variabilidad interanual que, como se mencionó anteriormente, tiene un gran impacto en la actividad agrícola de la zona. Además, la variabilidad del WNPSM también afecta al resto de componentes del sistema monzónico asiático (Wang et al., 2001) e incluso a monzones en otras regiones del mundo (Lee et al., 2014; Jiang y Lau, 2008). En esta línea, Wang et al. (2001) encontraron que un WNPSM débil está asociado con sequías en las Grandes Llanuras de los Estados Unidos. Esto podría ser consecuencia de la propagación de ondas de Rossby desde el noroeste del Pacífico (WNP) hasta norte América (Wang et al., 2001); que, a su vez, podría ser el mecanismo subyacente para considerar el WNPSM como predictor de la *North Pacific Gyre Oscillation*

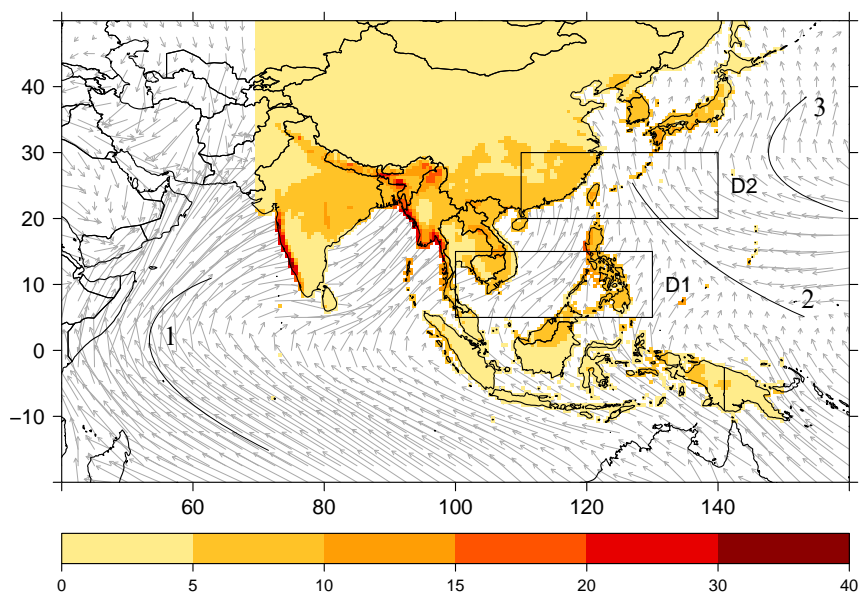


Figura 1.2: Composite de precipitación continental (en $\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$; color) y viento en el nivel $\sigma=0.995$ (vectores) diarios durante junio-agosto en el periodo 1951-2007. Las líneas curvas 1-3 indican, respectivamente, el Jet Somalí, la vaguada del monzón y la alta del Pacífico norte.

(Zhang y Luo, 2016). Esta oscilación (NPGO; Di Lorenzo et al., 2008), que representa el segundo modo de variabilidad de la altura de la superficie del mar y es la expresión oceánica de la *North Pacific Oscillation* (Walker y Bliss, 1932), está relacionada con las fluctuaciones de salinidad, nutrientes y clorofila en el Pacífico norte oriental. Además, una fracción importante de la variabilidad de baja frecuencia del Pacífico norte (22 %) depende de la NPGO (Di Lorenzo et al., 2008). Este patrón climático podría tener un papel más importante a lo largo del siglo XXI ya que su variabilidad decadal está conectada con El Niño en el Pacífico central (Di Lorenzo et al., 2010), que se volvería más frecuente en escenarios de calentamiento global (Yeh et al., 2009). Finalmente, el WNPSM también puede modular la zona de formación y las trayectorias de los ciclones tropicales (TC; ver p.ej. Choi et al., 2016; Lander, 1996), muchos de los cuales desencadenan grandes catástrofes en el sudeste asiático (Ribera et al., 2008; Zhang et al., 2009).

1.1. Variabilidad de las fechas de inicio y fin del monzón

El inicio de la estación monzónica supone un cambio relativamente rápido en la dirección de viento, un aumento de la convección y de la precipitación (p. ej. Wu y Wang, 2001; Ueda et al., 2009; Xu y Lu, 2015). Por ello, estos cambios suelen ser la base para determinar las fechas de inicio y fin del monzón (*onset* y *withdrawal*, respectivamente). Sin embargo, no existe un criterio consensuado para tal fin, ni a escala global ni en el caso particular del WNPSM. En este sentido, los estudios publicados en las últimas décadas han establecido la fecha de inicio del monzón en el WNP considerando variables como precipitación (Wang y LinHo, 2002; Janowiak y Xie, 2003; Tomita et al., 2013), radiación de onda larga (OLR; Wu y Wang, 2000; Wu et al., 2009; Xu y Lu, 2015), viento (Chang y Chen, 1995; Wang et al., 2004; Zhou y Chan, 2007; Luo y Lin, 2017), agua precipitable (Zeng y Lu, 2004) o una combinación de ellas (Xie et al., 1998; Zhang, 2010). No obstante, el cambio de estas variables con la llegada del monzón no es siempre simultáneo, por lo que es posible encontrar discrepancias respecto de la fecha de *onset* en varios estudios (p.ej. Murakami y Matsumoto, 1994; Wang y LinHo, 2002; Zeng y Lu, 2004; He et al., 2017).

Por otra parte, dado que el WNPSM cubre un área extensa (Murakami y Matsumoto, 1994), la fecha de inicio del monzón experimenta grandes variaciones a lo largo de su dominio (*onset* multi-etapa). La precipitación monzónica comienza en el Mar del Sur de China (SCS, por sus siglas en inglés) a mediados de mayo, avanza hacia el noreste pasando por Filipinas a mediados de junio y alcanza las Islas Marianas en torno a mediados de julio (Wu y Wang, 2000; Wu y Wang, 2001; Wang y LinHo, 2002). De forma similar, la retirada del monzón comienza en septiembre en la parte más oriental del dominio y termina en noviembre en el SCS (Wang y LinHo, 2002; Janowiak y Xie, 2003; Zeng y Lu, 2004).

Independientemente de la localización, la fecha de inicio del monzón muestra una gran variabilidad interanual (Murakami y Matsumoto, 1994; Wu y Wang, 2000), debida en parte a la de las oscilaciones intraestacionales (ISO, por sus siglas en inglés; Kajikawa y Wang, 2012; He et al., 2017) y a la de la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) local o de regiones más alejadas como el Océano Índico o el Pacífico oriental (Tanaka, 1997; Xie et al., 1998; Wu y Wang, 2000; Zhang, 2010; Zhou y Chan, 2007).

Con respecto a las primeras, existen dos oscilaciones principales relacionadas con la actividad convectiva que controlan el desarrollo del monzón: las de periodo de 10-20 días y las de 30-60 días (Mao y Chan, 2005; Guan y Chan,

2006), estas últimas también son conocidas como Oscilación de Madden-Julian (MJO, Madden y Julian, 1971; Madden y Julian, 1972). El papel de las ISO así como el del ciclo estacional en el *onset* del WNPSM varía geográficamente (Wu y Wang, 2000). Por ejemplo, el inicio del ISM está modulado en gran parte por las ISO. En cambio, a medida que nos desplazamos hacia el este, la variación del ciclo estacional va ganando relevancia. De esta manera, el ciclo estacional y las ISO tienen una contribución similar en el SCS; mientras que en el límite noreste del WNP el ciclo estacional juega un papel más importante en la variabilidad interanual del *onset*. Esto se debe a que en zonas terrestres la transición del ciclo estacional muestra poca variabilidad temporal debido al calentamiento de la superficie con la variación estacional de la radiación solar. Sin embargo, en el WNP la transición del ciclo estacional está modulada considerablemente por la variabilidad de las SST asociada a ENSO (El Niño-Oscilación Sur; Wu y Wang, 2000).

La importancia de la variabilidad de las SST remotas, por ejemplo del Pacífico tropical oriental, en el desarrollo del WNPSM reside en que dichas SST modifican la circulación atmosférica a gran escala y la termodinámica en el WNP; lo que, a su vez, modula el desplazamiento estacional de la vaguada del monzón, el sistema anticiclónico localizado en el Pacífico subtropical y las zonas convectivas (Wu y Wang, 2000). En relación al *onset* del WNPSM, Tanaka (1997) y Wu y Wang (2000) mostraron que el monzón tendía a retrasarse (adelantarse) en años El Niño (La Niña). En la misma línea, Zhang (2010) y Luo y Lin (2017) sugirieron que El Niño (La Niña) podría adelantar (retrasar) el fin de la estación monzónica en el SCS. Además, se ha encontrado un cambio decadal en la fecha de *onset* del WNPSM en 1993-1994, debido a la variabilidad de las SST locales (Tomita et al., 2013). Este cambio decadal también fue detectado en el SCS por Kajikawa y Wang (2012), que atribuyeron a una mayor variabilidad de las ISO y un mayor número de ciclones tropicales justo antes del inicio del monzón a partir de 1994.

1.2. Monzón de verano

Una gran parte de los estudios sobre el WNPSM se centra en su comportamiento durante los meses de verano (junio-agosto), cuando está bien establecido. Algunos de ellos abordan la interacción entre los diferentes componentes del sistema monzónico asiático. Por ejemplo, la época de lluvias monzónicas en el noreste de Asia (*Meiyu* en China, *Baiu* en Japón y *Changma* en Korea) está modulada por la actividad convectiva en las proximidades de las Islas Filipinas (Kwon et al., 2005). En concreto, Wang et al. (2001) y Ding y Liu (2008) encontraron que cuando el WNPSM es intenso, se reduce la precipitación en el valle del Río Yangtze. No obstante, la relación inversa entre WNPSM y EASM experimenta cambios decadales (Kwon et al.,

2005; Yim et al., 2008). Por el contrario, de acuerdo a Wang et al. (2001), el WNPSM está poco relacionado con el ISM durante el verano boreal. Esto respalda los resultados de Wang y Fan (1999), que encontraron una conexión muy débil entre las fuentes de convección que impulsan el ISM y el WNPSM (en la Bahía de Bengala y en las proximidades de las Islas Filipinas, respectivamente). Sin embargo, Wang y Xu (1997) señalaron que la relación entre ambos monzones varía a lo largo de la estación, encontrándose en fase desde mediados de junio hasta finales de julio y en oposición de fase durante agosto y septiembre.

Con el objetivo de identificar los mecanismos responsables de la alta variabilidad del WNPSM, algunos estudios trataron el impacto de modos de variabilidad climática como ENSO o El Niño Modoki en el monzón. Por ejemplo, Tanaka (1997), y más tarde Wang et al. (2001), señalaron que el WNPSM solía ser intenso (débil) tras el “pico” de La Niña (El Niño). En esta línea, Chou et al. (2003) mostraron que el acoplamiento WNPSM-ENSO depende más de la etapa de desarrollo de ENSO que de su propia fase. De esta manera, un monzón tiende a ser intenso (débil) durante el verano en años en los que se desarrolla El Niño (La Niña) y/o decae La Niña (El Niño). Por otra parte, varios estudios destacan la intensificación del WNPSM en el transcurso de un evento El Niño Modoki (Weng et al., 2007, 2011; Lee et al., 2014). Sin embargo, otras oscilaciones climáticas con diferente periodo, como el Dipolo del Océano Índico (IOD, por sus siglas en inglés; Saji et al., 1999), pueden ocurrir simultáneamente con ENSO o El Niño Modoki, afectándose mutuamente (Weng et al., 2011; Wang y Wang, 2014; Zhang et al., 2015) y/o modulando las relaciones WNPSM-ENSO y WNPSM-Modoki. De hecho, Feng y Chen (2014) desvelaron que la fase positiva del IOD podría debilitar la relación WNPSM-Modoki. En consecuencia, caracterizar el impacto climático de un modo de variabilidad tropical mientras otros ocurren simultáneamente no es sencillo debido a la no linealidad de esas interacciones (Weng et al., 2011). Este breve análisis bibliográfico pone de manifiesto la complejidad de las relaciones entre el WNPSM y el clima global, una cuestión que, a día de hoy, sigue constituyendo todo un desafío.

Otro factor a tener en cuenta es que el WNP es una región con una alta actividad de ciclones tropicales (Lander, 1996; He et al., 2015; Choi et al., 2016; Li y Zhou, 2018), lo que, sin duda, tiene un gran impacto en la población y economía de los países colindantes (Ribera et al., 2008; Zhang et al., 2009; Pan et al., 2010; Li y Zhou, 2018; Sun et al., 2018). Algunos estudios indicaron que la vaguada del WNPSM favorece la formación y desarrollo de los TC (Cao et al., 2014; Zong y Wu, 2015; Chen et al., 2004; Gray, 1968; Briegel y Frank, 1997). En esta línea, Lander (1996) encontró que la orientación de la vaguada del monzón (Fig. 1.2) modula la trayectoria de los

TC. Así, estos sistemas tienden a moverse hacia el noroeste cuando el eje de la vaguada del monzón está orientado NO-SE, mientras que siguen trayectorias más meridionales cuando el eje tiene orientación SO-NE. Recientemente, Choi et al. (2016) señalaron que la intensidad del monzón también afecta a los TC que llegan a latitudes medias en el este de Asia, independientemente de ENSO. De esta manera, los TC tienden a generarse en la parte más oriental (occidental) del WNP tropical/subtropical, desplazándose hacia el oeste dirección Corea (sur de China).

1.3. Debilitamiento o “ruptura” del monzón

A pesar de que muchos autores analizan las condiciones climáticas promedio a lo largo del verano boreal cuando abordan el estudio del WNPSM, conviene resaltar que su intensidad puede experimentar cambios abruptos a lo largo de la estación (Wang y Xu, 1997; Xu y Lu, 2015). Dichos cambios, conocidos como *breaks* o periodos de ruptura, suponen una reducción en la precipitación, una supresión de la actividad convectiva (Krishnamurthy y Shukla, 2007; Xu y Lu, 2015) y una circulación anómala en la baja troposfera (Gadgil y Joseph, 2003; Krishnamurthy y Shukla, 2007; Xu y Lu, 2015). La evolución del WNPSM, con la alternancia de periodos activos e inactivos, se debe en gran parte a los dos modos dominantes de las oscilaciones intra-estacionales (Wang y Xu, 1997; Xu y Lu, 2015; Guan y Chan, 2006). En el caso del SCS, Mao y Chan (2005) mostraron que la amplitud de cada uno de los modos varía anualmente de manera que, dependiendo del año, puede ser más relevante la influencia del modo de 10-20 días, del de 30-60 días o de ambos por igual.

Este fenómeno de debilitamiento o “ruptura” del monzón ha sido ampliamente estudiado en el caso del ISM (Gadgil y Joseph, 2003; Joseph y Simon, 2005; Rajeevan et al., 2010). Sin embargo, los *breaks* del WNPSM se abordaron en un estudio pionero a finales de la década de 1990 (Wang y Xu, 1997) y no ha sido hasta 2015 cuando se han retomado (Xu y Lu, 2015; 2018). Al igual que con la fecha de inicio del monzón, no existe un criterio consensuado para definir los *breaks* de ninguna de las componentes del monzón asiático. No obstante, es común utilizar variables como la precipitación (Gadgil y Joseph, 2003; Rajeevan et al., 2010) y la OLR (Xu y Lu, 2015; Wang y Xu, 1997), aunque algún estudio considera la velocidad del viento (Joseph y Simon, 2005). Dependiendo de la definición, el número anual de estos eventos, su fecha y duración varían. Por ejemplo, aquellas definiciones de *break* basadas en datos de precipitación u OLR tienden a establecer eventos de corta duración, en torno a los 5 días (Gadgil y Joseph, 2003; Xu y Lu, 2015); mientras que las que consideran viento zonal caracterizan *breaks*

de una a tres semanas de duración (Joseph y Simon, 2005). Con respecto al WNPSM, Wang y Xu (1997) identificaron dos periodos de ruptura, del 5 al 9 de julio y del 3 al 7 de septiembre, sobre el Mar de Filipinas (ver Fig. A.1). Por otra parte, Xu y Lu (2018), que solo analizaron el *break* climatológico en una parte más occidental del dominio del WNPSM, revelaron un cambio decadal en su fecha, teniendo lugar a principios de agosto en el periodo 1979-2002 y a mitad de mes a partir de 2003.

Al igual que en la Sección 1.2 se mencionó que la intensidad del WNPSM afecta a la trayectoria de los TC, es razonable pensar que los periodos de ruptura o debilitamiento del monzón también podrían modularla. De hecho, Wang y Wu (1997) descubrieron que los cambios en las trayectorias de los TC están asociados con las etapas en las que ellos dividieron el monzón (Tabla 1.1). Por ejemplo, los TC se generan al este de Filipinas central y se desplazan hacia el sureste de China durante los días de monzón activo del ciclo II; mientras que durante los días inactivos del mismo ciclo, los TC se generan en las proximidades de las Islas Marianas y describen trayectorias más zonales hacia el norte del SCS (Fig. 1.3 a y b). Sin embargo, durante el ciclo III del WNPSM los cambios más significativos entre días de monzón activo e inactivo se localizan en latitudes superiores. De esta manera, se registra un aumento del número de TC en el Mar Amarillo (ver Fig. A.1) en los días de monzón activo, mientras que en los inactivos se aprecia un recurvamiento hacia el noreste en la trayectoria de los TC que parten de las Islas Marianas (Fig. 1.3 c y d). En relación a este último aspecto, Xu y Lu (2016) encontraron una disminución (aumento) de TC al este de las Islas Marianas (hacia el sudeste de Japón) durante su *break* climatológico del WNPSM.

Ciclo	Fecha	Fase húmeda	Fase seca
I	11 de mayo - 14 de junio	16 - 25 de mayo	31 mayo - 9 de junio
II	15 de junio - 24 de julio	15 - 24 de junio	5 - 14 de julio
III	4 de agosto- 17 de sept.	14 - 23 de agosto	29 de agosto - 7 de sept.
IV	3 de octubre - 20 de nov.	13 -22 de octubre	2 - 11 de nov.

Tabla 1.1: Fecha de cada uno de los ciclos del WNPSM y sus correspondientes fases, según Wang y Wu (1997).

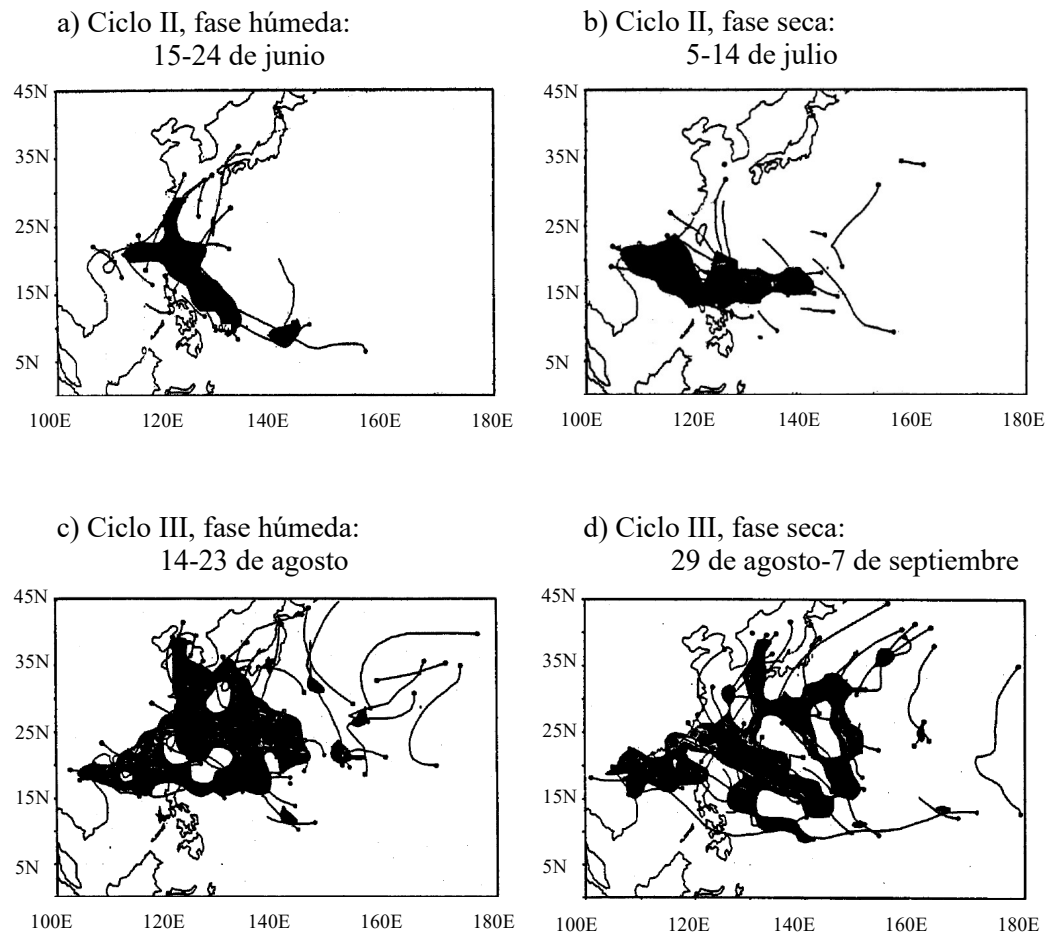


Figura 1.3: Trayectorias de ciclones tropicales durante los ciclos II (a y b) y III (c y d) del WNPSM, definidos por Wang y Wu (1997), distinguiendo fase húmeda (a y c) y seca (b y d) a lo largo del periodo 1975-1994. Figura extraída y modificada de Wang y Wu (1997).

Capítulo 2

Motivación y objetivos de la tesis

Esta tesis doctoral está enmarcada en el proyecto de investigación INCITE (Nueva generación de **índices climáticos instrumentales**. Aplicación al estudio de la **teleconexión monzón-Mediterráneo**), financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad en el marco del Programa Estatal de Fomento de la Investigación Científica y Técnica de Excelencia (CGL2013-44530-P). Uno de los objetivos de este proyecto era estudiar la teleconexión entre el clima de la Cuenca Mediterránea y los monzones africano/asiático a lo largo del último siglo. De esta manera, se ampliarían los conocimientos aportados por estudios previos, limitados a la segunda mitad del siglo XX (Raich et al., 2003; Rutherford et al., 2005; Sánchez-Gómez et al., 2008; Poli et al., 2011; Fontaine et al., 2011).

La causa principal de dicha limitación temporal es la escasez de datos observacionales en las regiones monzónicas antes de 1948 y, especialmente, durante el siglo XIX. Hasta hace pocos años, cualquier serie representativa de los monzones africano y asiático se basaba en datos de precipitación o en reconstrucciones *proxy* del clima (Ward, 1998). Con respecto a los primeros, no se dispone de series continuas que se remonten al menos hasta principios del siglo XX en todas las regiones. Además, estos datos podrían presentar una fuerte componente local, lo que implicaría que un índice derivado fuese poco representativo de la circulación asociada a un monzón en todo su dominio. Por otra parte, las reconstrucciones *proxy* pueden resultar controvertidas o, incluso, muy problemáticas (Rutherford et al., 2005); ya que se fundamentan en la interpretación en términos climáticos de una variable no climática. Además, el proceso de generación de una serie *proxy* requiere una calibración con series climáticas durante un periodo de tiempo que suele ser relativamente corto (típicamente de unas pocas decenas de años). En este paso, se asume implícitamente que la relación clima/*proxy* es estacionaria;

una hipótesis muy discutible (Luterbacher et al., 2006) que, además, dificulta el estudio de procesos de realimentación no estacionarios. Por tanto, surge la necesidad de disponer de índices climáticos instrumentales del monzón que se remonten, al menos, hasta principios del siglo XX.

H.	M.	D.	Rumbos.	Vientos	Abatim ^{to}	Variacion al NO. 2o. g. Conex.
2	1	2½	O S O.	N ^o 1o	oo	oo
4	1	3½				
6	2	o		NO.	3. g.	
8	2	1				
10	2	o½				
12	2	o		NNE.	oo	
2	2	2½				
4	2	1				
6	"	5½		ENE.		
8	"	4½				
10	"	6				
12	"	3				

Continúamos al mediodía con todo Apar-
 to largo Alas y Tastera por Estribor
 la buelta del OSO. con el V^{to} muy bonan-
 cible por el N^{te} y la mar llana. Al
 ponerse el Sol se Demoró y se halla-
 ron 2o. g. de V^{on} NO. Alas L. llamo
 el V^{to} al NO. a cuya ora se metieron
 dentro las Alas y Tastera. Anochecio
 con los Cielos y Orients claros V^{to}
 NO. mar fresco y la mar llana a
 las 11. llamo el V^{to} al NNE. y a las 2.
 se largaron las Alas y Tastera por Estribor. Alas 5½ llamo el V^{to} al ENE. bonancible a cuya ora
 se largaron las Delas de Estay. Amanecio con los Cielos y Oiz. aclarados V^{to} No bonancible y
 la mar llana. Alas 8. llamo la Ventolina al SE. a cuya ora se cambio la Mayor por Estribor, Alas
 y Tastera por baba bolviendolas a meter dentro a las 11½ por haverse quedado calma. Ammediad
 observé el Sol en 3o. g. 2h. m. de Lat. N. y me considero en 3. g. 58½ m. de Long. haviendome
 valido del Rum^o. Conociendo de esta Singladura Ang^o de 35. g. 2o. m. en el 3o. g. la Dist. de
 44. m. Cienido de la estima a la observada difa de 1o. m. al S^{te} por lo q. tome por bueno el apa-
 tamiento de Meridiano de Jan^a. y no ha ocurrido otra cosa particular q. anotar.

Dios me Guie.

Figura 2.1: Página del diario de navegación del buque español “San Francisco Xavier” en ruta desde Cádiz hasta Cartagena de Indias (Colombia), correspondiente al día 14 de octubre de 1792. Cortesía del Archivo del Museo Naval de Madrid (Ms 241).

Para alcanzar dicho objetivo, se podría considerar una fuente de datos mucho menos conocida que ha comenzado a explotarse recientemente: los diarios de navegación históricos (Fig. 2.1). Estos documentos, que pueden datar de mediados del siglo XVII, contienen un registro de las condiciones meteorológicas tales como el estado del mar y del cielo, velocidad y dirección del viento, tormentas o precipitaciones a lo largo de las rutas de los barcos (García-Herrera et al., 2005; Wheeler y García-Herrera, 2008; Wilkinson et al., 2011). Como ejemplo, la Figura 2.1 muestra el contenido de un diario de navegación español correspondiente a un día concreto (14 de octubre de 1792). En ella se observa un registro del rumbo del navío y de la dirección del viento cada dos horas junto a una descripción del estado del mar y del cielo durante la travesía.

La importancia de este tipo de datos reside en que proporcionan información meteorológica en los océanos durante la era pre-industrial. Por una parte, los océanos han sido regiones pobremente caracterizadas hasta décadas recientes, cuando se comenzaron a desarrollar y utilizar sistemas de observación sofisticados. Por otra parte, disponer de información sobre las condiciones climáticas en la era pre-industrial es de gran utilidad a la hora de abordar estudios de cambio climático, ya que en dicha época el sistema climático estaba modulado principalmente por su propia variabilidad interna y otros forzamientos naturales. Además, la disponibilidad de datos a escala diaria, o incluso subdiaria, es una de las ventajas que ofrecen los diarios de navegación históricos con respecto a los *proxies* (García-Herrera et al., 2005). Para una descripción completa de las características de este tipo de fuente de datos meteorológicos, se refiere al lector a García-Herrera et al. (2018).

Para desarrollar un índice instrumental del monzón es necesario tener en cuenta que dicho fenómeno está asociado al cambio estacional del régimen de vientos y a un aumento de la precipitación, entre otros. Tal y como se mencionó en el capítulo 1, las lluvias monzónicas son determinantes en la actividad agrícola y, en consecuencia, han sido la base de muchos índices monzónicos. Sin embargo, la precipitación y los cambios de viento asociados al monzón son simultáneos en ciertas regiones (Wang et al., 2004). Dado que en algunos casos los índices generados a partir de datos de precipitación pueden presentar una fuerte componente local, caracterizaremos al WNPSM a mayor escala con un índice de viento. Por tanto, de entre todas las variables disponibles en los diarios de navegación, se considerarán aquellas directamente asociadas al viento; es decir, su velocidad y dirección.

En cuanto a la primera de ellas, existen buenas reconstrucciones climáticas a escala sinóptica basadas en las medidas de velocidad de viento presentes en los diarios de navegación históricos (Gallego et al., 2005; Jones y Salmon, 2005). Sin embargo, los descriptores de velocidad de viento previos al si-

glo XX requerían cierta subjetividad ya que se estimaban en función de su impacto en la mar. De hecho, la escala de *Beaufort* surgió con el fin de homogeneizar las observaciones históricas de velocidad de viento (Prieto et al., 2005). Lamentablemente, la evolución del vocabulario náutico utilizado para describir la intensidad del viento obstaculiza el uso de esta variable a medida que avanzamos atrás en el tiempo (Wheeler y Wilkinson, 2005). Además, la transformación de datos de velocidad de viento cualitativos a cuantitativos puede dificultar el desarrollo de índices climáticos. Como ejemplo, Gallego et al. (2007) mostraron que aún cuando las observaciones históricas de velocidad de viento en una determinada localización reproducen adecuadamente el ciclo estacional, podrían sobrestimar la velocidad hasta doblar su valor, dependiendo del país de la embarcación y de la época.

Con respecto a la dirección del viento, no se requiere ninguna transformación de la medida, más allá de la corrección necesaria para referir el polo norte magnético al geográfico, dado que siempre se ha medido de la misma forma; es decir, utilizando una brújula. Esta característica convierte a la dirección del viento en la variable más interesante para desarrollar índices climáticos instrumentales homogéneos, que pueden remontarse hasta el siglo XVII (Wheeler et al., 2010; Barriopedro et al., 2014; Mellado-Cano et al., 2018), que no estén potencialmente afectados por cambios en el modo de observación.

En relación a la localización de las observaciones presentes en los diarios de navegación históricos, la Figura 2.2 muestra el número acumulado de observaciones de dirección de viento de ICOADS agregadas en una rejilla de $1^\circ \times 1^\circ$ entre 1750 y 2014. Dicha figura resalta las principales rutas comerciales entre Europa y Asia, que atravesaban el Océano Índico y continuaban por el Mar del sur de China hasta llegar a Japón. Por tanto, existen regiones con una cantidad ingente de observaciones de viento, lo que les confiere un enorme potencial para el desarrollo de índices climáticos centenarios del WNPSM.

Con estos antecedentes, el objetivo principal de esta tesis doctoral es:

- La generación de índices basados en observaciones históricas de dirección de viento para caracterizar la circulación monzónica en el noroeste del Océano Pacífico a lo largo del último siglo.

Conviene resaltar que los estudios del WNPSM previos a esta tesis abarcan periodos comprendidos desde la segunda mitad del siglo XX hasta el presente. Por tanto, con los nuevos índices instrumentales se ampliará la caracterización del WNPSM al menos cincuenta años. En concreto, la extensión de estas series permitirá evaluar:

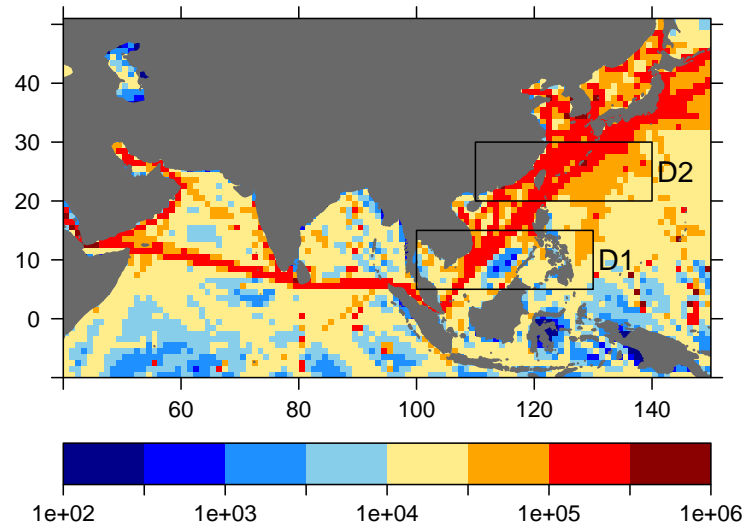


Figura 2.2: Observaciones de dirección de viento en ICOADS durante el periodo 1750-2014 distribuidas en una rejilla de 1° x 1°.

- La variabilidad interanual y multidecadal de la intensidad del WNPSM.
- La estabilidad de relaciones ya conocidas entre el WNPSM y otras oscilaciones climáticas como ENSO.
- La variabilidad de las fechas de inicio y fin de la estación monzónica así como de eventos de ruptura del monzón y su influencia en ciclones tropicales.

La estructura de esta tesis doctoral es la que sigue:

En primer lugar, se ha realizado una introducción sobre el WNPSM y presentado los objetivos de la tesis en los capítulos 1 y 2, respectivamente.

A continuación, la segunda parte de la presente memoria (capítulos 3 y 4), trata sobre la metodología y datos empleados en este estudio. En el capítulo 3 se presenta el procedimiento seguido para el cálculo de los índices direccionales que han permitido caracterizar al WNPSM, tanto a escala diaria como mensual, desde principios del siglo XX. En el capítulo 4 se ofrece

una descripción de las observaciones históricas de dirección de viento junto con los datos utilizados para calibrar y/o validar ambos índices del monzón, así como para analizar su impacto en distintas variables climáticas.

La tercera parte consta de dos capítulos (5 y 6) en los que se presentan los resultados principales. En el primero de ellos, se aborda el análisis del índice direccional mensual así como algunas de sus aplicaciones: relación entre el monzón y otros modos de variabilidad (a escala regional, hemisférica y global), estabilidad de la misma y predicción de monzones extremos. Tras un análisis del índice direccional diario, en el capítulo 6 se presentan las fechas de inicio y fin del WNPSM así como sus periodos de debilitamiento o *breaks* a lo largo del último siglo. Además, dicho capítulo contiene un estudio sobre la modulación de las fechas de inicio y fin del monzón por parte de ENSO así como la relación entre las trayectorias de los ciclones tropicales y los periodos activos/inactivos del monzón.

Finalmente, las conclusiones de este trabajo y las futuras líneas de investigación surgidas a partir de las mismas se recogen en el capítulo 7, incluido en la cuarta parte de la tesis.

Parte II

Metodología

Capítulo 3

Índices direccionales

En el último lustro, ha proliferado la generación de índices direccionales, es decir, aquéllos contruidos exclusivamente con datos históricos de dirección de viento, en distintas partes del mundo. Algunos de ellos se desarrollaron con el fin de caracterizar el clima europeo en los últimos siglos (Barriopedro et al., 2014 y Mellado-Cano et al., 2018) e incluso estudiar la estabilidad de teleconexiones globales (Gómez-Delgado et al., 2019). Por otra parte, las regiones monzónicas presentan un gran potencial para la aplicación de los índices direccionales ya que experimentan un cambio estacional en la dirección del viento de unos 180° aproximadamente. En este sentido, ya ha sido posible reconstruir la historia de los monzones africano y australiano desde el siglo XIX mediante esta técnica (Gallego et al., 2015; Gallego et al., 2017). Todos los estudios anteriormente mencionados siguieron una metodología similar a la propuesta por Barriopedro et al. (2014) para el desarrollo de sus respectivos índices: el cálculo de la frecuencia mensual de viento de una determinada dirección (Ec.3.1).

$$\text{Índice (\%)} = \left(\frac{\text{N}^\circ \text{ de días al mes con viento de dirección X}}{\text{N}^\circ \text{ de días al mes con observación}} \right) \times 100 \quad (3.1)$$

donde X representa un rango de la dirección de viento representativa del fenómeno a caracterizar.

Con respecto al sistema monzónico asiático, existe una persistencia de vientos del oeste-sudoeste en la región 100° - 130° E, 5° - 15° N (D1) y del este-sudeste en 20° - 30° N, 110° - 140° E (D2) durante el periodo estival (Fig. 1.2). Este patrón dipolar de viento ha sido la base para definir índices dinámicos capaces de cuantificar el WNPSM (Wang y Fan, 1999). Hasta ahora, la mejor representación de su intensidad ha sido el WNPMI (Western North Pacific Monsoon Index), definido por Wang et al. (2001) como la diferencia de viento

zonal medio en 850 hPa en las regiones D1 y D2 a partir de 1948. Los valores altos del WNPMI implican un fortalecimiento de los vientos del oeste en D1 y/o del este en D2 y, consecuentemente, un monzón más intenso. La limitación de este índice, generado a partir de datos del reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), es su extensión temporal hacia el pasado. Aunque actualmente se dispone de reanálisis con datos de viento globales desde 1851, como es el caso de la versión V2c del 20CR del NCEP/NCAR (Compo et al., 2011), los campos meteorológicos en regiones con escasa cobertura, por ejemplo los océanos, dependen esencialmente del modelo implementado. Es decir, están fuertemente influenciados por la climatología media reciente en lugar de la variabilidad diaria y, por tanto, no suelen ser asimilables a observaciones directas (Parker, 2016). En consecuencia, no suele ser recomendable el uso de estos reanálisis para cuantificar la variabilidad de estructuras climáticas en regiones remotas antes de 1948.

En estas circunstancias, merece la pena combinar las metodologías de Wang et al. (2001) y Barriopedro et al. (2014) a fin de calcular un índice direccional capaz de reconstruir la historia del WNPSM antes de la segunda mitad del siglo XX. De este modo, se sustituirían los cambios en viento zonal por cambios en frecuencia de días con viento del oeste en D1 y del este en D2. En este caso, se ha considerado día con viento del oeste (este) a aquél con predominio de vientos del oeste (este), es decir, cuando la dirección del viento está comprendida entre 225° y 315° (45° y 135°) respecto del norte.

Por otra parte, los datos de viento utilizados en el cálculo del índice no están distribuidos homogéneamente por el globo sino que se concentran en las principales rutas comerciales marítimas, tal y como muestra la figura 2.2. Afortunadamente, los dominios D1 y D2 han sido zonas muy transitadas en el último siglo, por lo que se dispone de un gran número de observaciones para el desarrollo del índice direccional en dicho periodo. Sin embargo, la distribución temporal de las observaciones podría no ser homogénea a lo largo del año ya que, dependiendo por ejemplo de las condiciones meteorológicas, podrían existir meses preferentes en los que se realizaran las travesías. Por ello, la figura 3.1 muestra el número de observaciones diarias de dirección de viento en ICOADS en los dominios D1 y D2 a lo largo del periodo 1800-2014. Durante la primera mitad del siglo XIX, las observaciones son bastante escasas en ambos dominios. A partir de 1850, se produce un aumento en la disponibilidad de datos aunque la serie no es continua. Afortunadamente, la cobertura de datos mejora tanto en continuidad como en cantidad en el siglo XX, a excepción de la II Guerra Mundial. Por ejemplo, entre 1920 y 1940 se encuentra un aumento considerable de la densidad de datos, con valores típicos entre 10 y 100 observaciones diarias en D1 y entre 50 y 200 en D2. Tras el pronunciado descenso de las observaciones durante la II Guerra Mundial,

tiene lugar un aumento significativo de las mismas, superando las 100 observaciones diarias en D1 y 200 en D2. Además, el número de observaciones es parecido en todos los meses del año, lo que nos permitirá comprobar el carácter estacional del monzón.

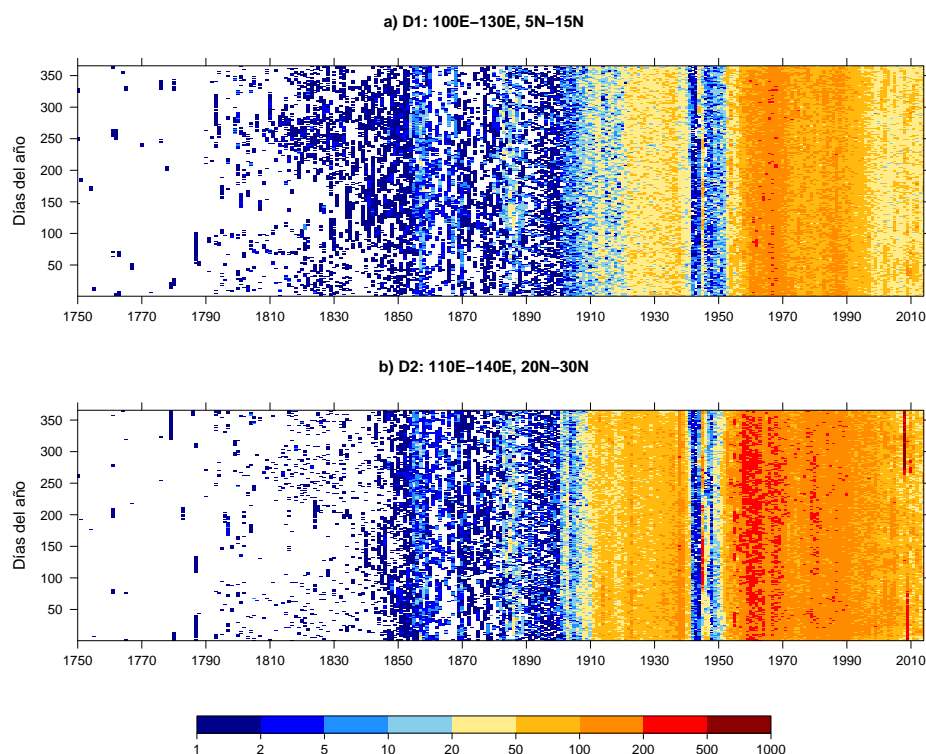


Figura 3.1: Número de observaciones diarias de dirección de viento en D1 (a) y D2 (b) en ICOADS a lo largo del periodo 1750-2014.

En la sección 3.1 se detalla la metodología seguida para calcular el índice direccional equivalente al WNPMI de Wang et al. (2001). Este índice mensual nos permite caracterizar el WNPSM durante el verano (JJA), cuando está bien establecido. Sin embargo, su resolución temporal nos impide determinar la fecha de inicio y fin del monzón. Por esta razón, ha sido necesario desarrollar un segundo índice direccional de resolución diaria (Sección 3.2).

3.1. Índice mensual

El índice direccional mensual, construido a partir de observaciones diarias (Fig. 3.1), tiene que ser representativo de la dirección del viento dominante

en las regiones D1 y D2 para cada mes dado. En décadas recientes se dispone de observaciones todos los días del mes, con lo que se puede conseguir una buena caracterización de la circulación monzónica en el noroeste del Pacífico. Sin embargo, a medida que avanzamos hacia atrás en el tiempo, en concreto durante la II Guerra Mundial y antes de 1910, encontramos días sin ninguna observación (Fig. 3.1). En estos casos es necesario encontrar un compromiso entre una buena caracterización de la dirección de viento mensual y la posibilidad de extender hacia atrás en el tiempo la serie temporal del índice. Por tanto, siguiendo a Barriopedro et al. (2014) y Gallego et al. (2015), se requiere que al menos un 30 % de los días de un mes tenga alguna observación en cada uno de los dominios (D1 y D2) para calcular el valor del índice para dicho mes. Esto corresponde a un mínimo de 10 días con datos al mes. Si no se cumpliera este criterio en alguno de los dominios en un mes m dado, el valor del índice correspondiente a dicho mes m sería etiquetado como *missing*. Además, Gallego et al. (2015) establecieron un mínimo de 100 observaciones por estación para considerar el valor del índice representativo de la circulación monzónica. Por ello, la figura 3.2 muestra la evolución temporal del número de observaciones en D1 y D2 durante verano (JJA). Se ha elegido dicha estación porque es cuando el monzón está bien establecido y es la que muchos autores consideran al abordar el estudio del WNPSM (p.ej. Wang et al., 2001; Kwon et al., 2005; Feng y Chen, 2014). En la segunda mitad del siglo XIX es frecuente encontrar el mínimo de 100 observaciones por estación requerido por Gallego et al. (2015). De hecho, se llegan a alcanzar valores de hasta 500 observaciones durante el verano en algunos años. A principios del siglo XX se registra un incremento notable del número de observaciones en ambos dominios, con valores superiores a 2000 observaciones por estación a partir del año 1910, a excepción de la II Guerra Mundial.

En disposición de un número suficiente de observaciones de dirección de viento para caracterizar el WNPSM, se puede proceder al cálculo del índice mensual. Para ello, basta con aplicar la ecuación 3.1 en D1 y D2 por separado, teniendo en cuenta la dirección de viento dominante en cada región durante la estación monzónica (Fig. 1.2), y sumar el resultado. De esta manera, el WNPDI (Western North Pacific Directional Index) se define como la suma del porcentaje de días al mes con viento dominante del oeste en D1 y del este en D2:

$$WNPDI = \left(\frac{\text{Nº de días del oeste}}{\text{Nº de días con observ.}} \Big|_{D1} + \frac{\text{Nº de días del este}}{\text{Nº de días con observ.}} \Big|_{D2} \right) \times 100 \quad (3.2)$$

En relación a la clasificación de los días en función de la dirección del viento, se considera "día del oeste (este)" a aquél en el que un mínimo por-

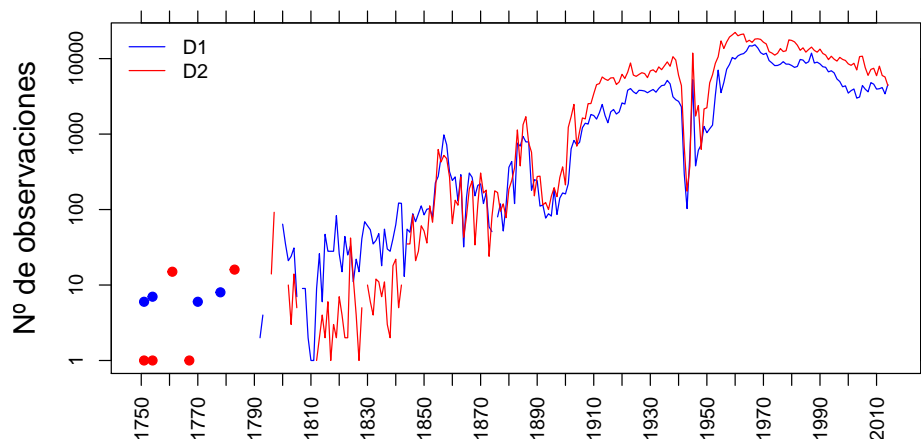


Figura 3.2: Evolución anual del número de observaciones de dirección del viento de ICOADS en los dominios D1 (100° - 130° E, 5° - 15° N; azul) y D2 (110° - 140° E, 20° - 30° N; rojo) durante los meses de verano (JJA) a lo largo del periodo 1750-2014.

centaje P del número total de observaciones de ese día corresponde a vientos del oeste (este). Habiendo considerado el rango 30 % - 80 %, los valores de P escogidos son aquéllos que maximizan la correlación entre el WNPDI y el WNPDI de Wang et al. (2001) en el periodo común (1948-2014), resultando en $P=39\%$ en D1 y $P=46\%$ en D2. Cabe destacar que, aunque los valores de P son inferiores al 50 % en ambos dominios, tanto las observaciones del oeste en D1 como las del este en D2 son dominantes con respecto al resto de direcciones. Por otra parte, el coeficiente de correlación entre WNPDI y WNPDI alcanza $+0.87$ ($p<0.01$) en el periodo común (1948-2014); lo que indica que, a pesar de no incluir información sobre la velocidad de viento, el WNPDI captura gran parte de la varianza asociada al monzón.

Finalmente, la evolución mensual promedio de este índice durante el periodo 1949-2014 es similar a una curva con forma de campana (Fig. 3.3). Así, el índice adquiere valores bajos durante el invierno, especialmente en enero y febrero, y valores altos desde junio hasta octubre. De esta manera, el WNPDI refleja el carácter estacional del monzón.

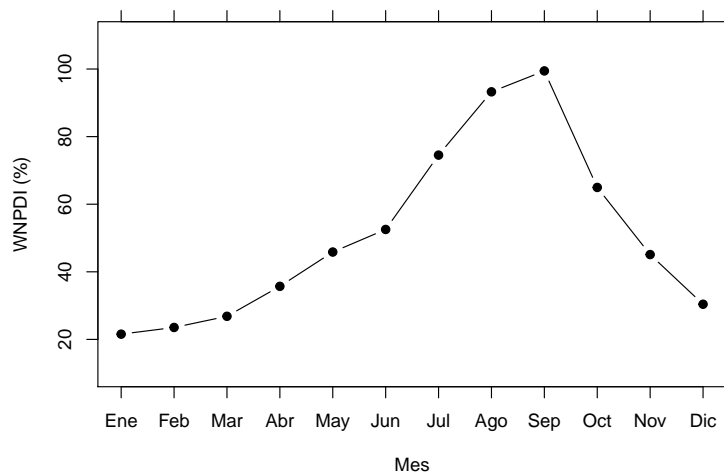


Figura 3.3: Evolución mensual climatológica del WNPDI a lo largo del periodo 1949-2014.

3.2. Índice diario

Después de caracterizar las circulaciones monzónicas en África occidental y Australia mediante índices direccionales mensuales (Gallego et al., 2015 y 2017), Ordóñez et al. (2016) dieron un paso más y consiguieron determinar la fecha de inicio del monzón de la India desde finales del siglo XIX por primera vez a partir de observaciones de dirección del viento. Para ello, dichos autores modificaron ligeramente la metodología establecida por Barriopedro et al. (2014), consiguiendo un índice de mayor resolución. Con estos antecedentes y a fin de identificar fechas clave en el desarrollo de WNPSM, tales como su fecha de inicio, fin y *breaks*; se explorará la posibilidad de modificar la metodología propuesta en la Sección 3.1 para generar un índice diario representativo del monzón.

Como se aprecia en la figura 3.1, a lo largo del siglo XIX el número de observaciones diarias de dirección del viento es bajo tanto en D1 como en D2 y, además, no se dispone de una serie continua, lo que dificulta el cálculo de un índice diario en esa época. En cambio, la cantidad y continuidad de datos mejora a partir de 1900; a excepción de la II Guerra Mundial. Esto permite el cálculo de un índice diario para caracterizar al WNPSM desde principios del siglo XX. No obstante, nos centraremos en el periodo post-1949, ya que a partir de ese año se dispone de diferentes bases de datos diarios para poder

validar el índice.

De forma similar al caso mensual (Sec. 3.1), el valor del índice direccional para un día dado d (MDDI en adelante) corresponde a la suma de los porcentajes de días con viento dominante del oeste en D1 y del este en D2; en este caso, considerando una ventana de 21 días, desde $d-10$ hasta $d+10$ (Ec.3.3).

$$MDDI_d = \left(\frac{\text{Nº de días del oeste}}{\text{Nº de días con observ.}} \Big|_{d-10;D1}^{d+10} + \frac{\text{Nº de días del este}}{\text{Nº de días con observ.}} \Big|_{d-10;D2}^{d+10} \right) \times 100 \quad (3.3)$$

Los días son clasificados según su dirección de viento predominante de acuerdo a los mismos valores de P calculados en el caso mensual. Además, se exige que al menos 10 días de la ventana centrada en el día d dispongan de un mínimo de 4 observaciones. Dado que se consideran dos dominios, este criterio asegura que un valor del índice diario está compuesto por al menos 80 datos de dirección de viento. De no cumplirse este criterio en la ventana de 21 días centrada en el día d en D1 o D2, el valor del MDDI para ese día d sería etiquetado como *missing*. De los 115 años de registro, sólo un 10 % corresponde a años *missing*.

La evolución anual del MDDI climatológico, que refleja la evolución del WNPSM, presenta una forma similar a una campana (Fig. 3.4), consistentemente con el caso mensual. Durante el invierno boreal, los valores del índice son bajos, oscilando entre el 20 y el 30 %. Tras el mínimo climatológico a principios de febrero, el índice comienza un suave crecimiento, que se acelera a partir del día 120 (30 de abril) y se prolonga hasta el día 200 (19 de julio), cuando se alcanzan valores próximos al 100 %. Estos valores altos, característicos de una circulación monzónica bien establecida, permanecen hasta el día 270 (27 de septiembre), momento en el que el índice promedio experimenta una brusca caída hasta finales de diciembre.

A partir de la evolución diaria del MDDI, se caracterizará la estación monzónica en el WNP, estableciendo sus fechas de inicio y fin e identificando *breaks*. A continuación, se detalla el procedimiento para estas tareas.

3.2.1. Determinación de las fechas de inicio y fin del WNPSM

Tanto a escala mensual como diaria, la evolución de los índices direccionales representativos del WNPSM muestra una gran diferencia entre los valores correspondientes a verano, cuando el monzón es muy activo, e invierno, cuando la estación monzónica ya no está activa (Fig. 3.3 y 3.4). En base a esto, el inicio y fin del WNPSM vendrá marcado por un umbral del

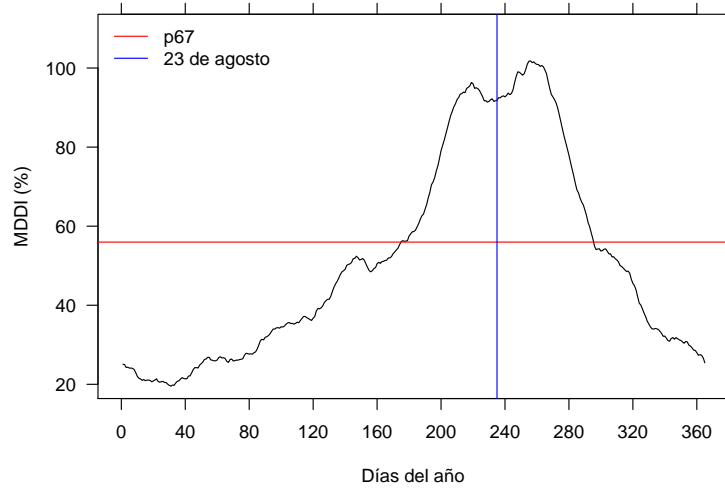


Figura 3.4: Climatología diaria del MDDI durante el periodo 1949-2014. La línea roja señala el percentil 67 (p67) de la serie, utilizado para definir la estación monzónica. El día medio de dicho periodo, compuesto por todos los días en que el MDDI supera p67, viene indicado por la línea vertical azul y se corresponde con el 23 de agosto.

índice diario. Utilizar el percentil 67 del MDDI climatológico (p67, línea roja en la figura 3.4) implica establecer una duración promedio del monzón de cuatro meses, lo que es consistente con estudios previos (Yasunari, 1979; Wang y LinHo, 2002; Goswami y Xavier, 2005).

A diferencia de la evolución suavizada del MDDI climatológico (Fig. 3.4), el progreso del MDDI para un año dado presenta una fuerte variabilidad interanual. Por tanto, a fin de establecer las fechas de inicio y fin del monzón se considerará la media móvil de 21 días del MDDI (MDDI21), eliminando así fluctuaciones de alta frecuencia. A continuación, se procederá de la siguiente manera:

1. Cuando el MDDI21 cruce dos veces el umbral p67 a lo largo del periodo de 365 días centrado en el 23 de agosto, día medio de la estación monzónica climatológica (Fig. 3.4), la fecha de inicio del monzón (*onset*) corresponderá al primer día en que MDDI21 supera dicho umbral. De la misma manera, la fecha de fin del monzón (*withdrawal*) será el último día en que MDDI21 supera p67. Este tipo de evolución del índice se da en el 29 % de los años.

2. En el caso en que el MDDI21 cruce más de dos veces el umbral p_{67} a lo largo del periodo de 365 días centrado en el 23 de agosto (como ocurre en el ejemplo ilustrado en la Fig. 3.5), se establecerá un segundo umbral, un 30 % superior al p_{67} (que corresponde al percentil 76.4 del MDDI promediado durante el periodo 1949-2014, $p_{76.4}$), para evitar incluir falsos *onsets/withdrawals* en la estación monzónica. De esta manera, el *onset* corresponderá al primer día en que MDDI21 supere p_{67} siempre y cuando el índice siga creciendo hasta alcanzar $p_{76.4}$. Análogamente, el fin del monzón vendrá dado por el último cruce entre MDDI21 y p_{67} , tras un decrecimiento continuo desde $p_{76.4}$. Este tipo de evolución del índice es la más frecuente, dándose en el 71 % de los años analizados.

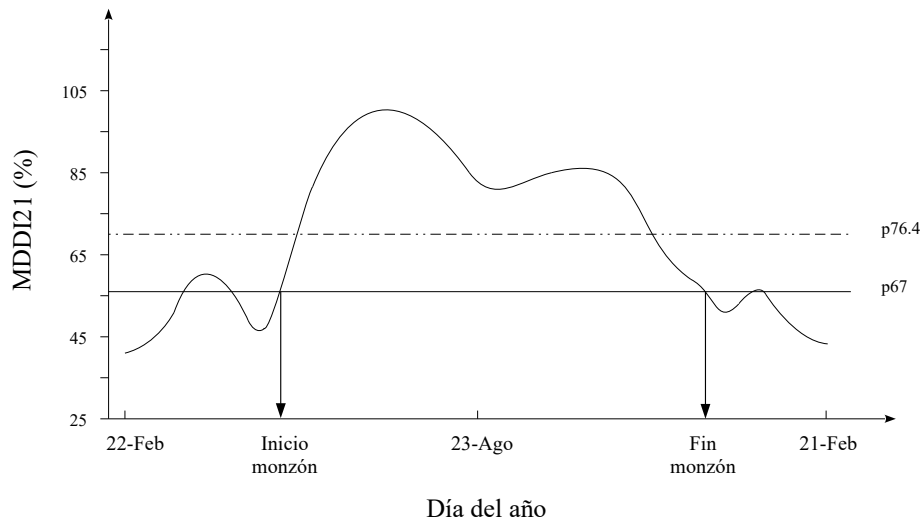


Figura 3.5: Esquema para determinar las fechas de inicio y fin del monzón en un año dado. La curva sólida representa la media móvil de 21 días del MDDI mientras que las líneas horizontales marcan los umbrales para definir la estación monzónica. La línea horizontal continua (discontinua) corresponde al percentil 67 (76.4) de la evolución anual del MDDI promedio durante el periodo 1949-2014.

3.2.2. Periodos de debilitamiento o *breaks*

Una vez establecida la estación monzónica, periodo de tiempo comprendido entre la fecha de *onset* y *withdrawal*, es posible analizar la evolución del WNPSM. La progresión del MDDI a lo largo de la estación monzónica presenta una variabilidad interanual muy marcada. En algunos años, la evolución del índice presenta una forma similar a una campana, como en el caso climatológico (Fig. 3.4). Sin embargo, en otros años la serie del MDDI experimenta caídas y subidas abruptas, relacionadas con la ocurrencia de los *breaks* definidos por Wang y Xu (1997) y Xu y Lu (2015). Este fenómeno tiene gran relevancia ya que supone una reducción de la precipitación, que podría incluso desembocar en un periodo de sequía, afectando al desarrollo de la actividad agrícola (Wang, 2006, pág 664) al igual que el inicio y fin del monzón (Cap. 1).

Para identificar los *breaks* del WNPSM, se seguirá el siguiente procedimiento considerando $\Delta\text{MDDI}=38$ unidades y $1 \leq \Delta t \leq 24$ días:

1. Para cada día d entre la fecha de inicio y fin del monzón, se calcula la diferencia del MDDI entre los días d y $d+\Delta t$.
2. Si alguna de estas diferencias supera las ΔMDDI unidades (ΔMDDI_1 en la Fig. 3.6), se localiza el primer mínimo relativo del índice tras dicha diferencia.
3. Si se produce un aumento del índice superior a ΔMDDI unidades en los Δt días posteriores al mínimo (ΔMDDI_2 y Δt_2 en la Fig. 3.6), se define un *break*. El inicio (fin) de este evento corresponde al día inmediatamente anterior (posterior) al día del mínimo que satisfaga la diferencia de ΔMDDI unidades en los valores del MDDI.

En relación a los valores de ΔMDDI y Δt , que dan una idea del ritmo de cambio del índice direccional, inicialmente se consideraron los rangos de valores $35 \leq \Delta\text{MDDI} \leq 50$ y $21 \leq \Delta t_{\max} \leq 50$. En la mayoría de los casos se obtuvieron los mismos *breaks*, pero finalmente se eligieron los valores $\Delta\text{MDDI}=38$ unidades y $\Delta t_{\max}=24$ días por representar cambios importantes en el índice sin ser demasiados restrictivos.

Por otra parte, si bien con esta definición de *break* se fija un intervalo de tiempo máximo de 24 días desde el mínimo del mismo hasta su fin, no hay ninguna imposición temporal previa al mínimo. No obstante, ningún evento tiene una duración superior a 46 días. En el otro extremo, se han identificado *breaks* de muy corta duración (11 días). En cualquier caso, no se ha impuesto la duración de los *breaks* como en otros estudios (Xu y Lu, 2015).

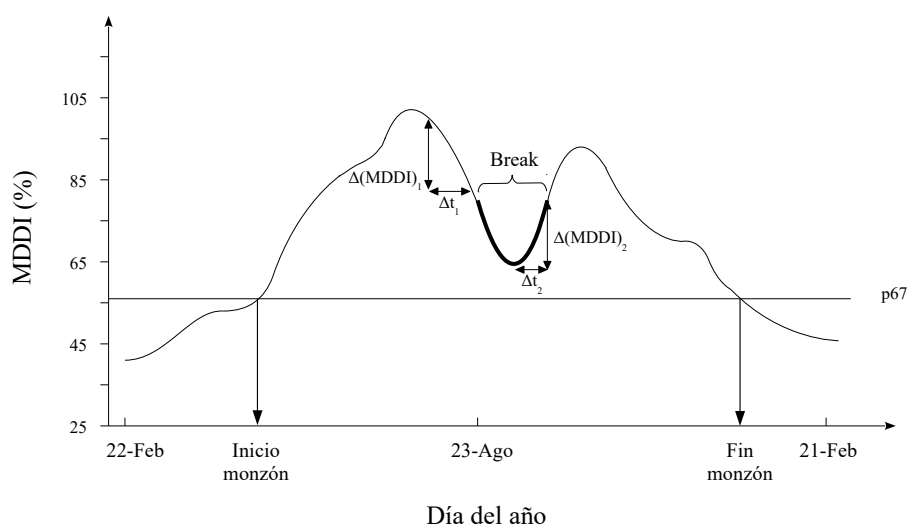


Figura 3.6: Esquema para identificar el *break* del monzón en un año dado (Sec. 3.2.2). La curva sólida representa la serie del MDDI para ese año, centrado en el 23 de agosto. La línea horizontal (p67) corresponde al umbral utilizado para definir la estación monzónica (periodo comprendido entre la fecha de inicio y fin del monzón). ΔMDDI indica el cambio del MDDI y Δt el intervalo de días en que se produce dicho cambio.

Capítulo 4

Datos

Como se comentó en el Capítulo 3, para el cálculo de los índices direccionales se han empleado datos de ICOADS (v3, Freeman et al., 2017), que cubre el periodo 1662-2014. Hasta el siglo XIX, dichos datos se corresponden con observaciones históricas y metadatos procedentes de barcos; por lo que, en general, son escasos y dispersos a nivel global. La disponibilidad de esos datos históricos se debe a proyectos como RECLAIM (Wilkinson et al., 2011), CLIWOC (García-Herrera et al., 2005) o ACRE (Allan et al., 2011), que abordaron la digitalización de parte de los diarios de navegación históricos conservados en archivos de Reino Unido, Francia, Holanda, Argentina, España, Estados Unidos, Chile y Australia. La cobertura de datos de ICOADS mejora con la incorporación de observaciones de boyas, estaciones fijas e instrumentos oceanográficos (Freeman et al., 2017). No obstante, sólo se dispone de series continuas desde principios del siglo XX en algunas regiones del mundo. Entre las variables que proporciona ICOADS se encuentran: temperatura del aire y del mar, dirección y velocidad de viento, humedad, presión a nivel del mar, hielo marino y cobertura de nubes (Freeman et al., 2017). Para el cálculo de los índices direccionales sólo se ha empleado la dirección de viento, por lo que los campos utilizados de ICOADS han sido los siguientes:

- **Año / Mes / Día / Hora:** indican cuándo se realizó la medida.
- **Longitud / Latitud:** expresadas en centésimas de grados, informan de la localización de la observación. En el caso de la longitud, el rango de valores es de -179.99° a 359.99° ya que existen dos convenciones para expresar esta variable ($-179.99^{\circ}/180.00^{\circ}$ y $0^{\circ}/359.99^{\circ}$). En su caso, los valores negativos (positivos) hacen referencia a puntos situados al oeste (este) del Meridiano de Greenwich. El rango de latitudes es de -89.99° a 89.99° , ya que están referidas al ecuador.
- **Dirección del viento:** expresada en números enteros. Por ejemplo, para una brújula de 360 puntos, el rango de dirección del viento es

1°-360°. También incluye códigos especiales como 361 (calma) y 362 (variable).

El resto de datos considerados en esta tesis doctoral se distribuyen en las dos secciones siguientes. En la Sección 4.1 se presentan los datos utilizados para analizar las características del WNPSM a escala mensual y/o estacional (JJA). En cambio, para validar las fechas de interés del monzón, determinadas a partir del MDDI, y analizar su impacto en distintas variables atmosféricas ha sido necesario trabajar con datos a escala diaria, que se describen en la sección 4.2.

4.1. Escala mensual

Con el objetivo de evaluar distintas bases de datos para el desarrollo de un índice representativo del WNPSM a lo largo del siglo XX, se ha comparado el WNPDI (JJA) con índices similares contruidos a partir de la dirección de viento de dos reanálisis. Para el cálculo de dichos índices se han empleado:

- Campos diarios de viento zonal y meridional al nivel $\sigma=0.995$, distribuidos en una rejilla de $2^\circ \times 2^\circ$ de resolución espacial a lo largo del periodo 1851-2014, del reanálisis del siglo XX de la NOAA (20CR, v2c; Compo et al., 2011).
- Campos diarios de viento zonal y meridional a 10 m, distribuidos en una rejilla de $2^\circ \times 2^\circ$ de resolución espacial a lo largo del periodo 1900-2010, del reanálisis del siglo XX del ECMWF (ERA-20C; Poli et al., 2016).

Los cambios de precipitación asociados a los índices direccionales y, por extensión, al monzón han sido evaluados con la

- Precipitación mensual en superficie terrestre, distribuida en una rejilla de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de resolución espacial a lo largo del periodo 1901-2013, del GPCC (Global Precipitation Climatology Center, v7; Schneider et al., 2014).

En esta línea, también se han analizado los cambios en el transporte de humedad, siguiendo la metodología desarrollada por Trenberth y Guillemont (1995), y convección asociados a monzones extremos. Para este fin se han utilizado:

- Campo mensual de humedad específica entre los niveles de 1000 y 300 hPa, distribuido en una rejilla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de resolución espacial a lo largo del periodo 1948-2013, del reanálisis-1 del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).
- Campos mensuales de viento zonal y meridional entre los niveles de 1000 y 300 hPa, distribuidos en una rejilla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de resolución espacial a lo largo del periodo 1948-2013, del reanálisis-1 del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).
- Campo mensual de velocidad vertical entre los niveles de 1000 y 300 hPa, distribuido en una rejilla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de resolución espacial a lo largo del periodo 1948-2013, del reanálisis-1 del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).

Conviene aclarar que, aunque estos campos están disponibles desde 1948, el análisis ha sido realizado para el periodo 1979-2013 debido a la gran incertidumbre en la humedad específica y velocidad vertical antes de la época satelital.

Tras evaluar la capacidad del WNPDI para representar al WNPSM, se ha analizado la relación entre el monzón y distintos modos de variabilidad oceánicos. Para ello, se han calculado índices representativos de cada uno de los modos a partir del

- Campo mensual de temperatura superficial del mar (SST), distribuido en una rejilla de $1^\circ \times 1^\circ$ de resolución espacial a lo largo del periodo 1850-2013, de la base de datos COBE (Centennial in situ Observation-Based Estimates of SST; Hirahara et al., 2014), proporcionada por NOAA/OAR/ESRL PSD.

Dado que se dispone de una serie continua del WNPDI a partir de principios del siglo XX, este análisis se ha realizado considerando el periodo 1900-2013. Cabe destacar que se ha trabajado con el campo de SST tras la eliminación de la tendencia a largo plazo (1900-2013) mediante una regresión lineal en cada punto de grid. A continuación, se describen cada uno de los patrones climáticos considerados y sus índices representativos:

a) **El Niño - Oscilación Sur (ENSO).**

ENSO es un fenómeno acoplado de océano-atmósfera que se caracteriza por anomalías de SST positivas en el Océano Pacífico tropical oriental y negativas en el occidental (Fig 4.1; Wyrтки, 1975). Este patrón de SST

está asociado con convección (subsistencia) y precipitaciones (sequías) en el Pacífico central-oriental (occidental) debido a la circulación de Walker (Bjerknes, 1969). Un evento El Niño suele comenzar en otoño, alcanza su máximo en invierno y decae en la siguiente primavera (p.ej. Weng et al., 2007). La fase opuesta de este fenómeno es conocida como La Niña.

ENSO tiene un gran impacto en el clima de los países de la costa del Pacífico. Por ejemplo, El Niño está asociado con una disminución de la precipitación en Java y Filipinas, donde la producción de arroz (alimento principal de la población) se ve mermada (Roberts et al., 2009 y sus referencias). En el sur de China, caracterizado en su mayoría por déficits de precipitación, también se registra un descenso de temperaturas durante el verano de un año El Niño (Weng et al., 2011). Por otra parte, durante el desarrollo de un Niño (una Niña) se forma un anticiclón (ciclón) en el noroeste del Pacífico que se mantiene hasta el decaimiento del evento (Wang y Zhang, 2002). Estos sistemas determinan la circulación atmosférica en la región y, en consecuencia, podrían modular el desarrollo y/o evolución del WNPSM.

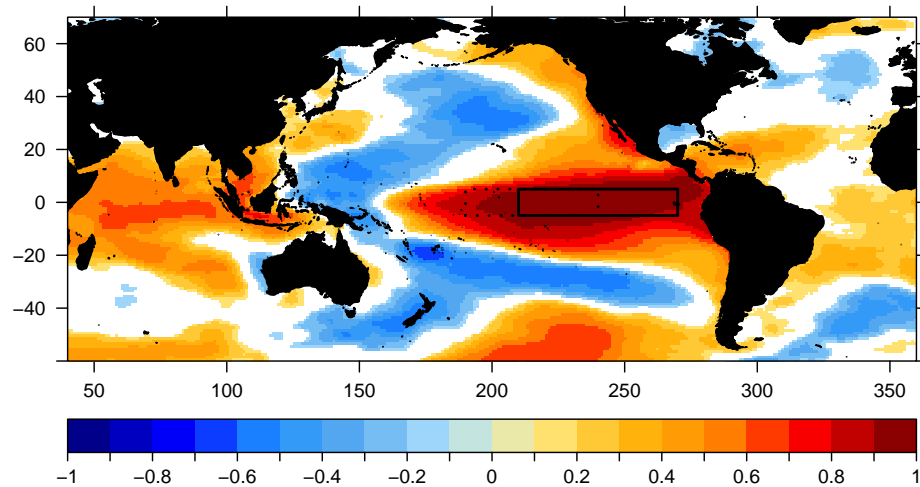


Figura 4.1: Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de EN3 durante invierno a lo largo del periodo 1900-2013. Sólo se muestran los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.05$). El rectángulo de color negro con línea sólida (punteada) indica la región donde se calcula el índice de EN3 (EN3.4).

Existen numerosos índices para cuantificar la intensidad de ENSO. En

el presente estudio se han considerado El Niño 3 (EN3) y El Niño 3.4 (EN3.4), definidos como el promedio de las anomalías de SST en las regiones 210°-270°E, 5°S-5°N y 190°-240°E, 5°S-5°N, respectivamente (Fig 4.1).

b) El Niño Modoki.

En las últimas décadas ha sido más frecuente y persistente un calentamiento anómalo en el Pacífico central (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Wang et al., 2017). Distintos autores hacen referencia a este fenómeno como El Niño Modoki (Ashok et al., 2007; Feng y Chen, 2014), “Date Line” El Niño (Larkin y Harrison, 2005), “central Pacific” El Niño (Kao y Yu, 2009; Yu y Kim, 2010; Zhang et al., 2015) o “warm pool” El Niño (Kug et al., 2009). En el presente estudio utilizaremos el término El Niño Modoki, que representa el segundo modo de variabilidad de las SST del Pacífico tropical, caracterizado por un calentamiento en el Pacífico central flanqueado, tanto al este como al oeste, por anomalías negativas de SST (Fig. 4.2). Esta configuración de las SST está asociada con un patrón similar de precipitación, con anomalías positivas en el Pacífico tropical central y negativas en sus flancos (Ashok et al., 2007). A diferencia de El Niño, El Niño Modoki no tiene un ciclo bien determinado, pudiendo alcanzar su intensidad máxima entre verano y el invierno siguiente (Ashok et al., 2007; Yu y Kim, 2010).

La influencia de este fenómeno llega a ambos lados del Pacífico pero de forma diferente a El Niño (Weng et al., 2007, Feng y Chen, 2011; Weng et al., 2011). Por ejemplo, El Niño Modoki está asociado con déficits de precipitación en Indonesia, Malasia, Singapur y Australia oriental y con excesos de precipitación en Filipinas e Indochina (Ashok et al., 2007). En el sur de China también se produce un aumento de la precipitación, acompañado de una ligera bajada de las temperaturas (Weng et al., 2011). Además, los cambios en la circulación atmosférica derivados de El Niño Modoki son de gran importancia para el WN-PSM ya que refuerzan los vientos del oeste en D1 y del este en D2, intensificando el monzón (Weng et al., 2011).

La intensidad de El Niño Modoki se mide con el índice EMI (por sus siglas en inglés), definido por Ashok et al. (2007): $EMI = SST_A_C - 0,5(SST_A_E) - 0,5(SST_A_W)$, donde los subíndices C, E y W corresponden, respectivamente, a las regiones 165°-220°E, 10°S-20°N; 250°-290°E, 15°S-5°N y 125°-145°E, 10°S-20°N (Fig. 4.2), donde se promedian las anomalías de SST.

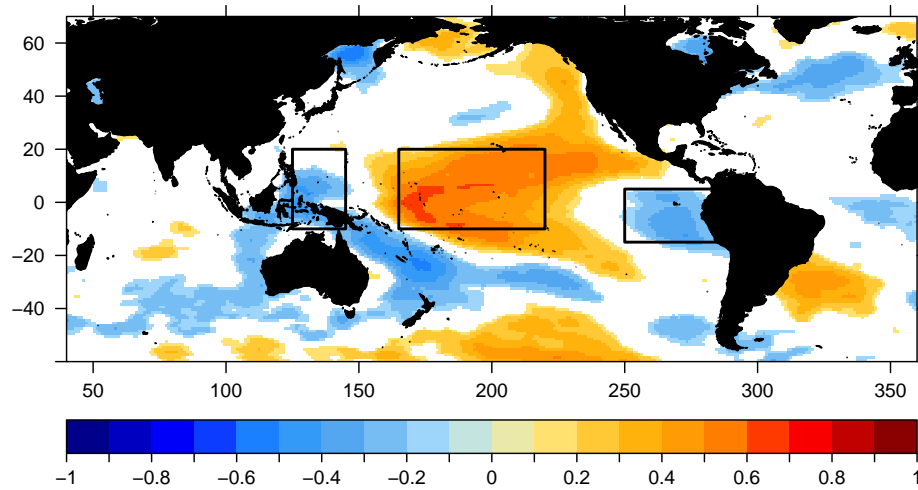


Figura 4.2: Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de EMI durante verano a lo largo del periodo 1900-2013. Sólo se muestran los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.05$). Los rectángulos de color negro indican la región donde se calcula el índice de EMI.

c) Dipolo del Océano Índico.

El Dipolo del Océano Índico (IOD) es el modo dominante de la variabilidad interna de las SST en el Océano Índico. Su fase positiva se caracteriza por un patrón dipolar en el Océano Índico ecuatorial con anomalías de SST negativas en la mitad oriental (en las proximidades de Sumatra y Java) y positivas en la parte occidental (Fig. 4.3). Este evento suele comenzar a finales de primavera o verano, alcanza el máximo en otoño y termina en invierno.

De forma similar a El Niño Modoki, la fase positiva del IOD está asociada con un aumento de la precipitación en el sur de China; sin embargo, dicho aumento va acompañado por un ascenso de las temperaturas (Weng et al., 2011). En cambio, en Sumatra, Java y Borneo tiene lugar un descenso de la precipitación (Saji et al., 1999).

La intensidad del IOD se cuantifica con el DMI (Dipole Mode Index; Saji et al., 1999), definido como la diferencia de las anomalías de SST promediadas sobre las regiones 50° - 70° E, 10° S- 10° N y 90° - 110° E, 10° S- 0° (Fig. 4.3).

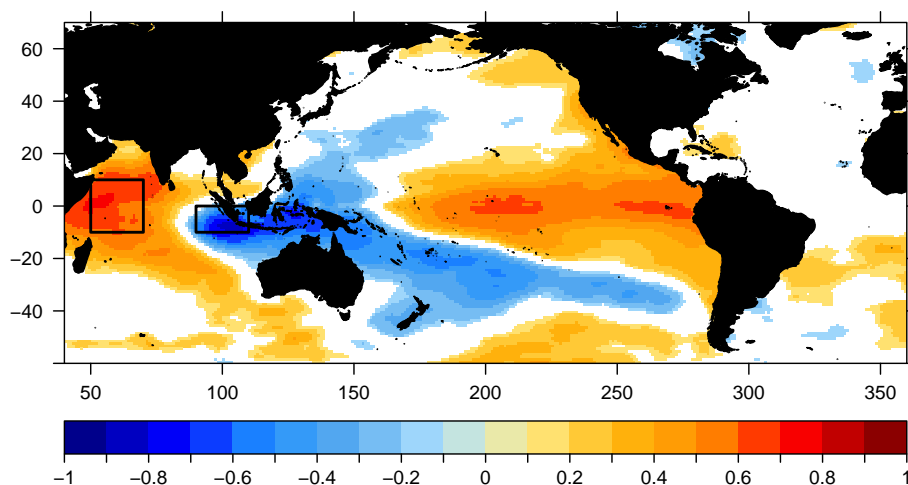


Figura 4.3: Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de DMI durante otoño a lo largo del periodo 1900-2013. Sólo se muestran los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.05$). Los rectángulos de color negro indican la región donde se calcula el índice de DMI.

d) Oscilación Decadal del Pacífico.

La oscilación decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) corresponde a la primera EOF (Función Ortogonal Empírica) de las anomalías mensuales de las SST en el Pacífico norte (Mantua et al., 1997). Su fase positiva se caracteriza por anomalías de SST negativas en el Pacífico norte central y positivas en la costa oeste de norte América (Fig.4.4). Las escalas temporales de la variabilidad de la PDO dependen de los datos y técnicas de análisis utilizados pero, generalmente, se identifican dos bandas de periodicidad dominantes: 15-20 y 50-70 años (Mantua y Hare, 2002). Los cambios de fase de la PDO suelen ser abruptos (Mantua y Hare, 2002; Newman et al., 2016), lo que afecta al clima, como temperatura y precipitación en los países limítrofes con el Océano Pacífico, y ecosistemas (Mantua et al., 1997; Mantua y Hare, 2002). Sin embargo, no todos los cambios del índice de la PDO se corresponden con cambios climáticos (Mantua et al., 1997; Newman et al., 2016), lo que podría estar relacionado con el hecho de considerar a la PDO como una suma de procesos, tanto de interacciones atmósfera-océano en el Pacífico norte como forzamientos desde el Pacífico tropical, lo que no necesariamente tiene lugar simultáneamente (Schneider y Cornuelle, 2005; Newman, 2007; Newman et al., 2016).

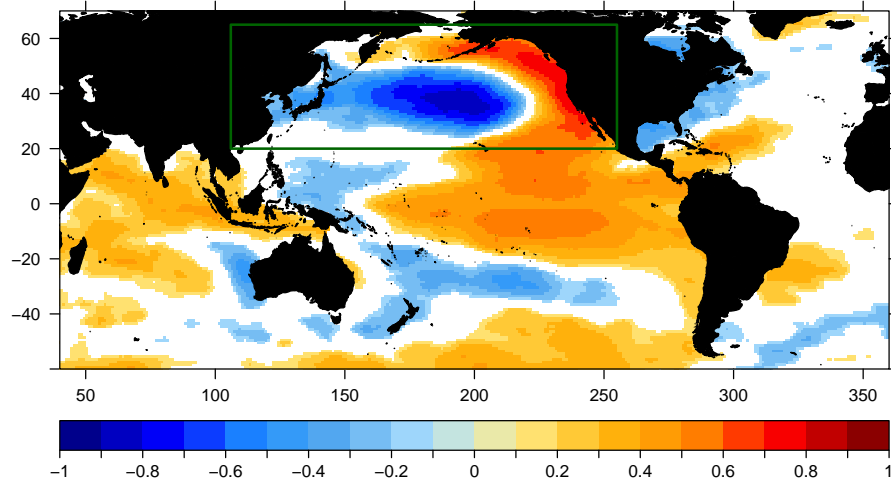


Figura 4.4: Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de PDO durante invierno a lo largo del periodo 1900-2013. Sólo se muestran los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.05$). El rectángulo de color verde indica la región donde se calcula el índice de PDO.

La razón de incluir este patrón climático es que diversos estudios encontraron una relación entre la PDO y los monzones, tanto el del este de Asia (Yoon y Yeh, 2010; Chen et al., 2013) como del sur de China (Chan y Zhou, 2005) e India (Krishnamurthy y Krishnamurthy, 2014). Por tanto, la PDO también podría tener un impacto en el WNPSM.

e) **Oscilación Multidecadal del Atlántico.**

La Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) es un patrón de variabilidad de las SST en el Océano Atlántico norte con un periodo entre 60 y 80 años (Schlesinger y Ramankutty, 1994). Su fase positiva está caracterizada por anomalías positivas de SST en el Atlántico norte, tal y como muestra la figura 4.5). Esta oscilación tiene un impacto a nivel global: clima en América y Europa (Sutton y Hodson, 2005; Knight y Chan, 2006), huracanes en el Océano Atlántico (Trenberth y Shea, 2006), modulación de ENSO (Dong et al., 2006), precipitación en el noreste de Brasil y el Sahel (Knight y Chan, 2006) o en el monzón asiático (Lu et al., 2006; Turner y Wang, 2017).

Tradicionalmente se ha utilizado el promedio de las anomalías de SST

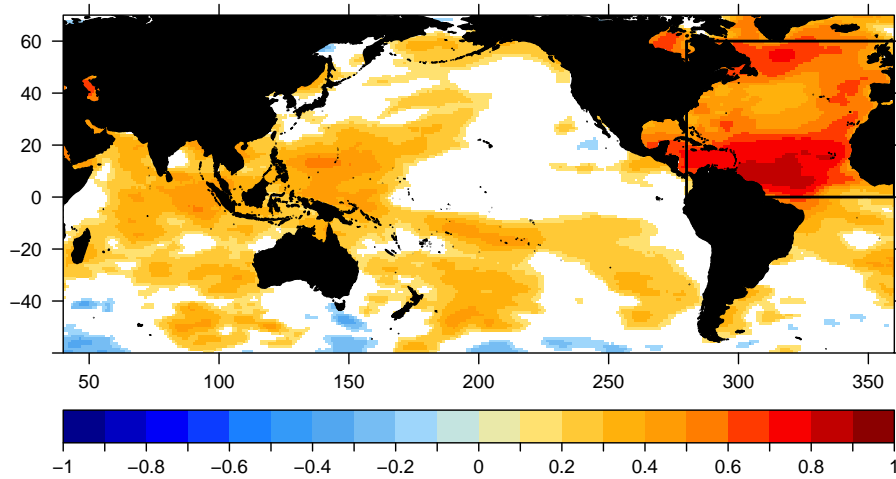


Figura 4.5: Patrón de correlación entre el campo de SST y el índice de AMO durante verano a lo largo del periodo 1900-2013. Sólo se muestran los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.05$). El rectángulo de color negro indica la región donde se calcula el índice de AMO.

en el Atlántico Norte (a partir de SST con o sin tendencia lineal, considerando filtros paso de baja...) como representación de la AMO, aunque otros autores (p.ej. Dong et al., 2006, Trenberth y Shea, 2006) han desarrollado sus propios índices para poder discriminar los efectos derivados de la circulación termohalina, forzamientos antropogénicos y otros procesos con origen en el Atlántico norte. En el presente estudio, el índice de la AMO se ha calculado como el promedio de las anomalías de SST en la región 280° - 360° E, 0 - 60° N.

Además, se han utilizado dos índices basados en datos de SLP (Sea Level Pressure):

- **SOI** (Southern Oscillation Index), representativo de la componente atmosférica de ENSO. Este índice, calculado como la diferencia de presión entre Tahití y Darwin (Ropelewski y Jones, 1987), se ha tomado de la *Climatic Research Unit* de la *University of East Anglia* (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/soi/>). SOI ha sido incluido en los análisis con el fin de comprobar si la señal en el monzón relacionada con las anomalías de SST en las regiones EN3 y EN3.4 también se detecta en la componente atmosférica de ENSO.

- **NAO** (North Atlantic Oscillation). Tradicionalmente, el índice de la NAO ha medido la diferencia de presión entre dos estaciones ubicadas en Islandia y las Azores (Walker y Bliss, 1932). No obstante, existen algunas variantes (Hurrell, 1995; Jones et al., 1997). En este estudio, se ha utilizado la versión de Jones et al. (1997) de la *Climatic Research Unit* de la *University of East Anglia* (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao>), que considera la diferencia de presión entre Reikiavik y Gibraltar. A pesar de que la NAO está muy relacionada con el clima en el continente europeo (Hurrell, 1995; Trigo et al., 2002), Wu et al. (2012) descubrieron que la NAO en primavera intensifica la relación EASM-ENSO. Esto podría ocurrir también para el WNPSM o bien la NAO podría modular la relación del monzón con otro patrón climático considerado. Por estas razones se ha incluido la NAO en este estudio.

4.2. Escala diaria

Para conocer las diferencias en precipitación y circulación atmosférica asociadas a días activos e inactivos del monzón se han empleado:

- Precipitación diaria continental, distribuida en una rejilla de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, durante el periodo 1951-2007 de APHRODITE (Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources; Yatagai et al., 2012).
- Campo diario de presión a nivel del mar (SLP), distribuido en una rejilla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, a lo largo del periodo 1948-2013 del Reanálisis-1 del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).
- Campos diarios de viento zonal y meridional al nivel $\sigma=0.995$, distribuido en una rejilla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, a lo largo del periodo 1949-2013 del Reanálisis-1 del NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).

La posible influencia de los *breaks* del WNPSM en la trayectoria de los ciclones tropicales, ha sido evaluada mediante las:

- Localizaciones de ciclones tropicales cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 UTC) durante el periodo 1949-2013 del JWTC (Joint Typhoon Warning Center).
(https://www.usno.navy.mil/NOOC/nmfc-ph/RSS/jtwc/best_tracks/)
- Trayectorias de ciclones tropicales en el noroeste del Océano Pacífico durante el periodo 1902-1940 (Kubota, 2009; Kubota y Chan, 2009).

(http://www.godac.jamstec.go.jp/catalog/data_catalog/metadataDisp/Typhoon_Tracks?lang=en&view=simple)

Parte III

Resultados

Capítulo 5

Reconstrucción de la intensidad del WNPSM desde finales del siglo XIX

5.1. El WNPDI como indicador del WNPSM

Con la cobertura actual de ICOADS, ha sido posible construir el WNPDI (Western North Pacific Directional Index) desde 1849, y de forma continua durante el periodo 1898-2014. Esto ha supuesto la extensión temporal del índice actualmente utilizado para medir la intensidad del WNPSM (WNPMI, 1948-2014; Wang et al., 2001) hasta doblar su longitud. Al igual que en el caso del WNPMI, los valores altos (bajos) del WNPDI están asociados con monzones intensos (débiles).

La figura 5.1 muestra la serie temporal del WNPDI correspondiente al verano boreal (JJA), estandarizada con respecto al periodo 1900-2010¹, a lo largo del periodo 1849-2014. Dicha figura revela que, a pesar de la alta variabilidad interanual del WNPDI, el WNPSM puede permanecer intenso o débil durante largos periodos de tiempo. En concreto, el intervalo 1918-1948 se caracteriza por la persistencia de valores positivos del índice, sugiriendo que fue un periodo con alta concentración de monzones fuertes. En cambio, la predominancia de valores negativos entre 1983 y 2013 se traduce en una acumulación de monzones débiles. La posición de ambos periodos, al principio y final de la serie en su tramo continuo, contribuyen a la aparición de una tendencia decreciente significativa ($p < 0.01$) del WNPSM a lo largo del siglo XX de 0.52 desviaciones estándar por siglo.

¹Se ha elegido este periodo para estandarizar el índice estacional (JJA) ya que es el periodo común entre las bases de datos ICOADS, 20CR y ERA20C, lo que facilitará su posterior comparación.

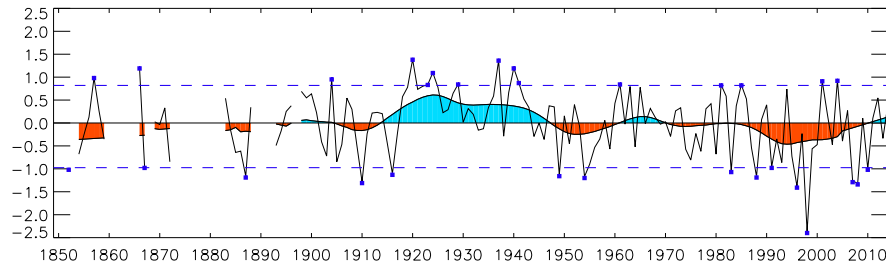


Figura 5.1: Evolución del $WNPD I_{JJA}$ estandarizado durante el periodo 1849-2014. La curva sombreada corresponde a la regresión ponderada localmente con una ventana de 21 años. Los monzones extremos, definidos a partir de los percentiles 10 y 90 del WNPDI durante el periodo 1849-2014 (líneas discontinuas azules), se han indicado con cuadros azules.

Debido a que sólo se han realizado estudios sobre la variabilidad del WNPSM para la segunda mitad del siglo XX (Murakami y Matsumoto, 1994; Wang et al., 2001; Chou et al., 2003), en la literatura nunca se ha descrito un periodo de monzones intensos como el indicado por el WNPDI (1918-1948). Sin embargo, esta característica podría ser compatible con cambios de regímenes climáticos durante la primera mitad del siglo XX descritos por distintos autores (Minobe, 1997; Mantua et al., 1997; Kutzbach, 1970; Yamamoto et al., 1986). En concreto, los cambios en la intensidad y posición de centros de presión, como la baja Aleutiana y la alta del Pacífico norte en los años 1920 y 1940 (Fu et al., 1999), afectarían directamente a la intensidad del monzón. En ese sentido, Fu y Fletcher (1988) detectaron cambios en la circulación monzónica asiática en torno a 1900 y 1940, alternando entre lo que ellos definieron como regímenes “meridional”, “zonal” y “neutral” del monzón, respectivamente. En concreto, la dirección del viento en D2 habría tornado más hacia el este que la media durante el periodo 1898-1930, lo que implicaría valores superiores del WNPDI. Además, el régimen zonal del monzón estuvo asociado con monzones más activos ya que las vaguadas localizadas en la Bahía de Bengala y en el Mar del sur de China se intensificaron y desplazaron hacia el noreste, posicionándose sobre Indochina y la costa este de China (Fu et al., 1999).

Dado que existen reanálisis que cubren todo el siglo XX (20CR -Compo et al., 2011- y ERA20C -Poli et al., 2016-), parece natural comprobar la representatividad de la circulación monzónica en el WNP por parte de ambas bases de datos. Esta comparación resulta especialmente interesante ya que

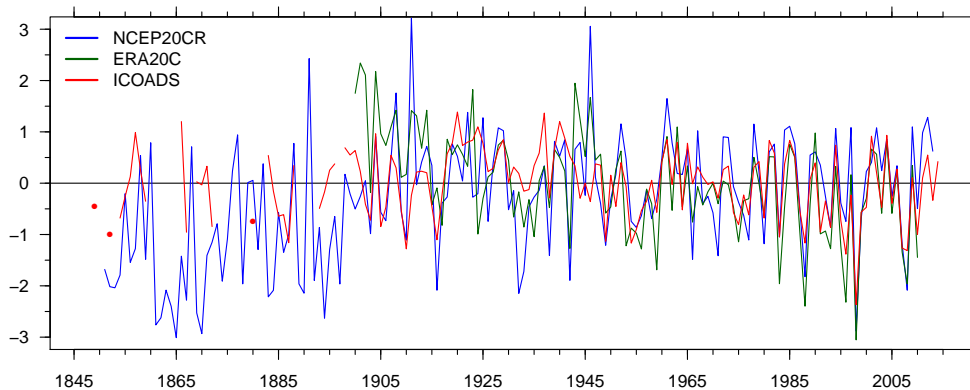


Figura 5.2: Evolución de los índices del WNPSM calculados a partir de datos de ICOADS (rojo), 20CR (azul) y ERA-20C (verde) durante el verano boreal (JJA) a lo largo del periodo 1849-2014. Los índices han sido estandarizados con respecto al periodo común a las tres bases de datos, 1900-2010.

el índice generado con datos de ICOADS es exclusivamente observacional, mientras que los construidos a partir de datos de reanálisis están fuertemente influidos por el comportamiento del modelo de asimilación que utilizan. La figura 5.2 muestra la comparación del WNPDI basado en ICOADS con otros índices análogos para cuyo cálculo se han empleado datos de viento en superficie de los reanálisis 20CR y ERA-20C. Los tres índices son muy similares a partir de la década de 1950 pero divergen considerablemente en la primera mitad del siglo XX. De hecho, el coeficiente de correlación de Pearson entre los índices de ICOADS y 20CR (ERA-20C) es 0.36 con $p < 0.01$ (0.23; $p < 0.01$) para el periodo 1900-1955 y 0.78 con $p < 0.01$ (0.91; $p < 0.01$) para 1956-2010. Además, es llamativo que incluso los dos índices construidos a partir de datos de reanálisis son bastante diferentes entre sí (el coeficiente de correlación entre ambos índices varía de 0.48 en el periodo 1900-1955 a 0.78 durante el periodo 1956-2010; $p < 0.01$). Estas diferencias podrían estar asociadas tanto a los diferentes modelos de asimilación como a las bases de datos de SST que se utilizan para forzar dichos modelos, que divergen considerablemente en el noroeste del Océano Pacífico durante el periodo 1901-1930 (Hirahara et al., 2014). En estas condiciones, los reanálisis podrían no representar fielmente los campos de viento en dichas regiones en la primera mitad del siglo XX.

Para evaluar la consistencia de cada índice con datos observacionales independientes, se ha analizado la correlación entre los tres índices del monzón y la precipitación mensual del GPCC durante los periodos 1901-1950 y 1951-

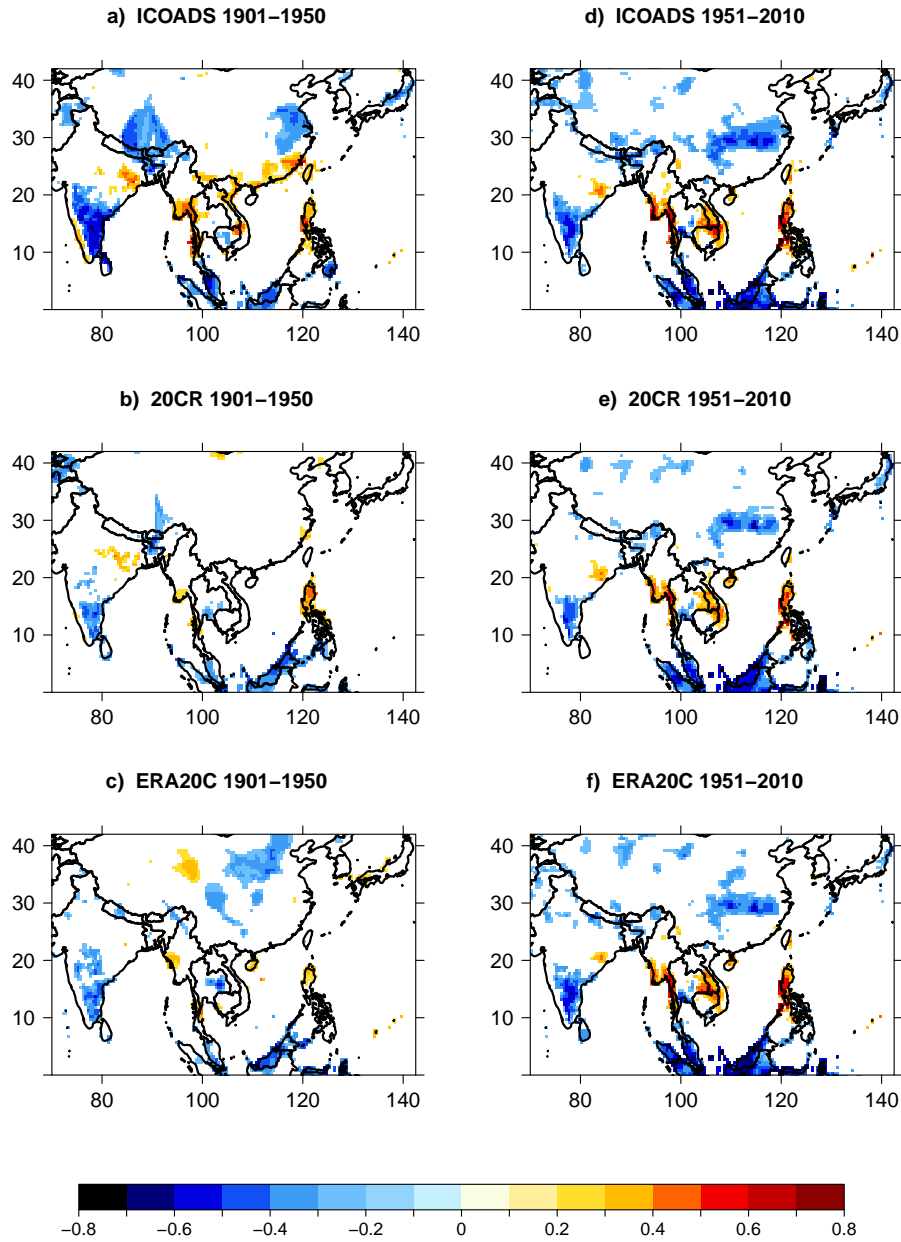


Figura 5.3: Correlación entre los índices del WNPSM basados en (a), (d) ICOADS; (b), (e) 20CR y (c), (f) ERA-20C y la precipitación estival (JJJ) durante los periodos 1901-1950 (columna izquierda) y 1951-2010 (columna derecha). Sólo se muestran los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.05$).

2010 (Fig. 5.3). Los mapas de correlación para el último periodo (Figs. 5.3 d-f) son esencialmente iguales para los tres índices, mostrando coeficientes de correlación negativos en los valles de los ríos Yangtze y Huai, sudeste de India, Malasia, Sumatra, Borneo y parte de Japón; mientras que los valores positivos de correlación se localizan en el norte de las Islas Filipinas, la costa oeste de Birmania e Indochina oriental. Sin embargo, sólo el WNPDI, basado en ICOADS, muestra un patrón de correlación con la precipitación similar en el periodo 1901-1950 (Fig. 5.3 a). La correlación entre precipitación e índices basados en datos de reanálisis es inferior y no significativa en muchas de las regiones anteriormente mencionadas. No obstante, este resultado debe tomarse con precaución a pesar de su relevancia ya que el número de estaciones incluidas en la base de datos del GPCC durante el periodo 1901-1950 es significativamente inferior que en el periodo posterior. Además, algunas regiones en Indonesia pueden presentar baja cobertura de datos de precipitación. Al margen de esta limitación, este resultado sugiere que el índice basado en observaciones históricas de dirección de viento representa la señal de precipitación monzónica mejor que índices similares calculados con datos de reanálisis en la primera mitad del siglo XX.

Otro método utilizado para analizar los cambios de la precipitación inducidos por la intensidad de WNPSM ha sido la comparación de los composites de dicha precipitación en años extremos del monzón. En este trabajo se ha definido un año de monzón extremadamente fuerte (débil) cuando el índice es superior (inferior) al percentil 90 (10) de la serie temporal del $WNPDJJA$, considerando el periodo 1849-2014. A lo largo de dicho periodo se han identificado un total de 15 años de monzón extremadamente fuerte (1857, 1866, 1904, 1920, 1923, 1924, 1929, 1937, 1940, 1941, 1961, 1981, 1985, 2001 y 2004) y 15 años de monzón extremadamente débil (1852, 1867, 1887, 1910, 1916, 1949, 1954, 1983, 1988, 1991, 1996, 1998, 2007, 2008 y 2010).

La figura 5.4 muestra las diferencias en precipitación estival durante fases extremas del monzón relativas a la precipitación local promediada entre 1901 y 2013. Nótese que los valores por encima de $|100\%|$ hacen referencia a diferencias de precipitación entre monzones fuertes y débiles superiores a la media local. Por otra parte, los valores negativos indican una mayor cantidad de precipitación asociada a monzones débiles que a fuertes. Las diferencias más importantes, entre 50% y 100% superiores a la media local a largo plazo, se localizan en el norte de Filipinas y oeste de Birmania. En algunas zonas del sur de China, Taiwán e Indochina oriental se registran aumentos de precipitación entre el 25% y 50% . En el sur de Birmania y en la costa sudoeste de India se aprecian pequeñas, aunque significativas, anomalías de precipitación positivas. En cambio, las diferencias de precipitación disminuyen intensamente en el valle del río Yangtze, Malasia, norte de Sumatra, Borneo y sudeste de India, donde se alcanza un mínimo en torno a -175% .

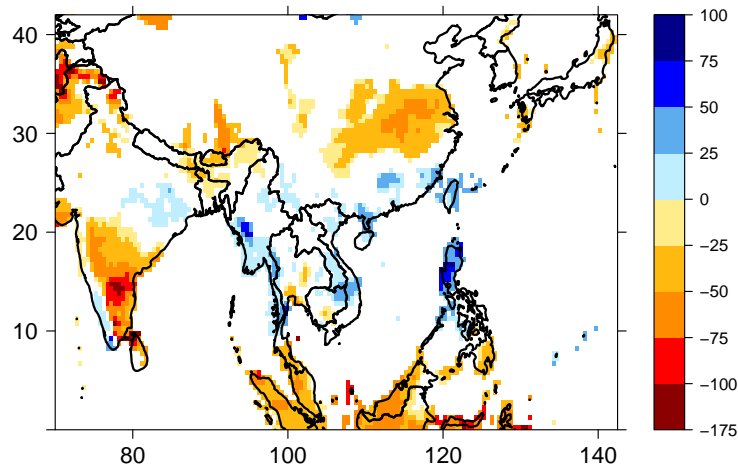


Figura 5.4: Diferencia de los composites de precipitación estival entre años de monzones extremadamente fuertes (13) y débiles (12) durante el periodo 1901-2013. Sólo se muestran las diferencias, en % relativo al promedio local de precipitación estival -JJA-, estadísticamente significativas ($p < 0.05$).

Por otra parte, hay que destacar que una gran parte de los monzones extremos se concentró en dos periodos del siglo XX (Fig. 5.1). Así, el 47 % de monzones extremadamente fuertes tuvieron lugar en el periodo 1918-1948, mientras que el 53 % de los monzones extremadamente débiles se dieron entre 1983 y 2013. Téngase en cuenta que los dos regímenes no pueden considerarse opuestos ya que el primero sólo incluye extremos positivos, mientras que el último presenta una alta variabilidad combinando monzones extremos positivos y negativos (con predominio de estos últimos). No obstante, se ha comparado la precipitación estival durante estos dos regímenes del WNPSM (Fig. 5.5).

En relación al primer periodo (1918-1948), la precipitación fue significativamente superior en la banda de latitud 20° - 30° N y, especialmente, en Kerala, India, sur de Birmania y norte de las Islas Filipinas, donde se registraron aumentos de hasta $240 \text{ mm} \cdot \text{estación}^{-1}$ (Fig. 5.5 a). Por otra parte, se dieron condiciones más secas que la media en el sur de India, China oriental entre los ríos Yangtze y Amarillo, la mayor parte de Japón y sur de Filipinas y Camboya, donde se alcanzaron déficits de precipitación de 100 y 300 $\text{mm} \cdot \text{estación}^{-1}$, respectivamente.

Las anomalías de precipitación correspondientes al periodo 1983-2013 (Fig. 5.5 b) muestran diferencias importantes con respecto a la figura 5.5 a,

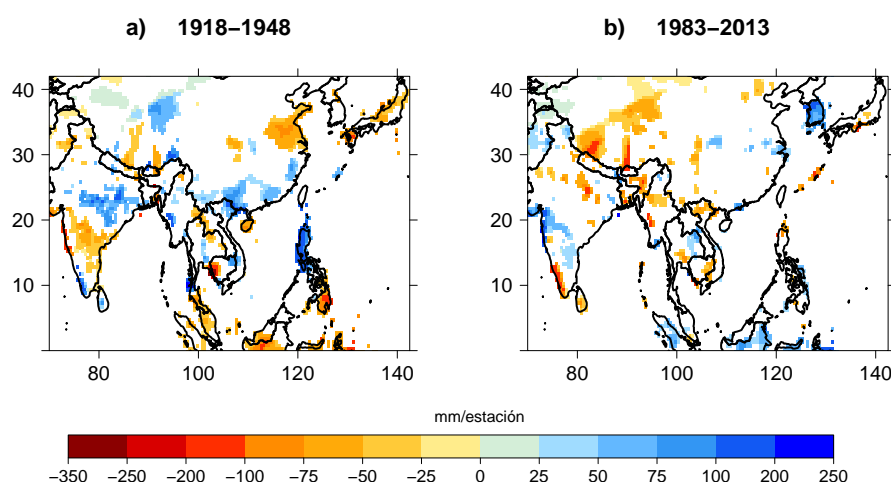


Figura 5.5: Anomalías de precipitación estival (JJA; $\text{mm} \cdot \text{estación}^{-1}$) durante los periodos 1918-1948 (a) y 1983-2013 (b) con respecto al periodo 1901-2013. Sólo se muestran las diferencias estadísticamente significativas ($p < 0.05$).

remarcando la gran variabilidad decadal de la precipitación afectada por el WNPSM. En general, el patrón de precipitación en este periodo tiende a ser el opuesto al del régimen caracterizado por monzones extremadamente fuertes, especialmente en India e Indonesia. Esta mayor variabilidad es consistente con el desplazamiento hacia el norte de las anomalías de precipitación sobre China oriental características de este periodo recientemente descritas por Zhang (2015a) y Zhang (2015b).

El análisis anterior muestra que los cambios del WNPDI son consistentes con cambios de precipitación monzónica a lo largo del siglo XX. En este punto, es necesario remarcar que el WNPDI sólo depende de la variabilidad de la frecuencia de la dirección del viento. Por tanto, este índice no incluye explícitamente información sobre variaciones en la velocidad de viento ni de advección de humedad. Para evaluar cuán adecuado es el WNPDI para medir cambios en el transporte de humedad asociados al monzón, se han comparado el flujo de humedad integrado verticalmente entre 1000 y 300 hPa y su divergencia (Fig. 5.6 a) en años de monzones extremos (fuertes y débiles). Téngase en cuenta que, debido a la alta incertidumbre de variables como la humedad específica previas a la época satelital sobre el Océano Pacífico, este análisis sólo ha sido evaluado para aquellos años de monzón extremo a partir de 1979. La figura 5.6 a muestra una anomalía ciclónica de transporte de humedad en el noroeste del Pacífico, que conduce a una convergencia de humedad significativa en el dominio $110^{\circ}\text{-}150^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\text{-}20^{\circ}\text{N}$. En este área se produce, a su vez, un aumento significativo del movimiento vertical como

resultado de un reforzamiento de la convección (Fig. 5.6 b).

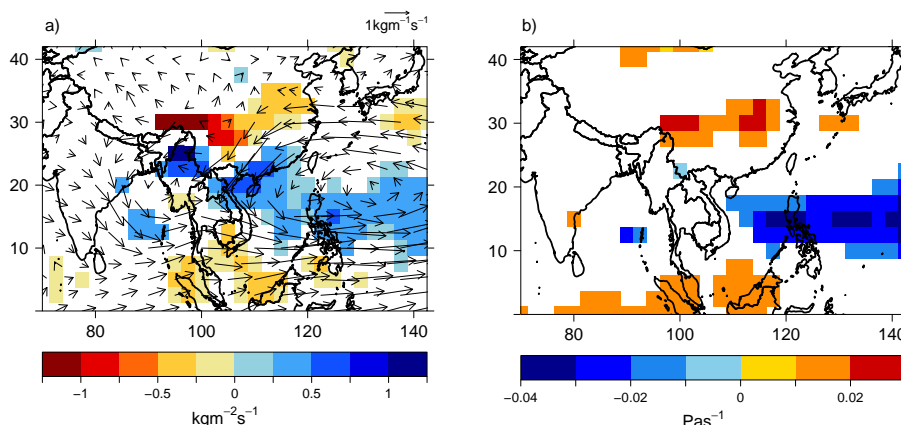


Figura 5.6: Composite de la diferencia estival de (a) transporte de humedad (vectores; $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) y su convergencia (sombreado; $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) y (b) velocidad vertical ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) entre años de monzón fuerte (4) y débil (8) durante el periodo 1981-2013. Sólo se muestran las diferencias estadísticamente significativas ($p < 0.05$).

5.2. Relación entre el WNPSM y patrones climáticos de escala global a lo largo del siglo XX

En la literatura encontramos referencias a la conexión entre la temperatura superficial del mar (SST) y las condiciones atmosféricas en distintas regiones del planeta; por ejemplo, ENSO (Bjerknes, 1966; Bjerknes, 1969; Wyrtki, 1975). En el caso de los monzones ocurre algo similar ya que se deben, en parte, al contraste de temperatura entre zonas continentales y oceánicas (Wang, 2006). Sin embargo, la relación entre los monzones y las SST no se limita al dominio de los primeros, pudiendo tener relevancia las SST en regiones remotas. En este sentido, diversos estudios abordaron la relación entre los componentes del sistema monzónico asiático y ENSO (p.ej.: Torrence y Webster, 1999; Wang et al., 2001; Chou et al., 2003; Wu y Chan, 2005; Lee et al., 2005), el Niño Modoki (Weng et al., 2007; Weng et al., 2011), la oscilación decadal del Océano Pacífico o PDO (Chan y Zhou, 2005; Kim et al., 2014; Chen et al., 2013; Krishnamurthy y Krishnamurthy, 2014) e incluso la oscilación multidecadal del Océano Atlántico o AMO (Lu et al., 2006; Turner y Wang, 2017). En el caso del WNPSM, aún no se ha explorado su relación con todas estas oscilaciones climáticas. Además, los estudios que existen al respecto están limitados al periodo post-1948. Ahora y gra-

cias a la extensión temporal del WNPDI, es posible ampliar hasta principios del siglo XX las relaciones ya conocidas entre el monzón y oscilaciones climáticas como ENSO o El Niño Modoki (Chou et al., 2003; Weng et al., 2011).

En primer lugar y a fin de identificar regiones conectadas con el WNPSM, se ha calculado el coeficiente de correlación entre el $WNPDI_{JJA}$ y las SST durante el verano (JJA) a lo largo del periodo 1900-2013 (Fig. 5.7 a). Los valores más altos de correlación (-0.70 , $p < 0.05$) se localizan en el Mar del Sur de China. Esto indica que la variabilidad interanual del WNPSM ha estado asociada a la de las SST en dicha región a lo largo del siglo XX, de manera que monzones intensos estarían asociados con SST inferiores a la media en el Mar del Sur de China. Los valores del coeficiente de correlación disminuyen en valor absoluto, aunque permaneciendo significativos, a medida que nos alejamos hacia la Bahía de Bengala, oeste de Filipinas y costa norte de Australia. En el Océano Pacífico central se encuentran valores del coeficiente de correlación positivos y significativos lo que, consistentemente con los resultados de Weng et al. (2007) y Weng et al. (2011), sugiere que los monzones intensos serían simultáneos a eventos El Niño Modoki intensos. También se observa un patrón de correlación en el norte del Océano Pacífico similar al de la PDO durante su fase positiva. Con respecto al Océano Atlántico, se identifica un patrón tripolar en la sección norte aunque no es significativo en su totalidad.

Por otra parte, también son de interés los episodios extremos; es decir, monzones intensos o débiles que podrían estar asociados a inundaciones o sequías, respectivamente. Con el objetivo de identificar patrones de SST relacionados con la intensidad del monzón, se ha calculado la diferencia de composites de SST en años de monzones intensos y débiles durante el verano a lo largo del periodo 1900-2013 (Fig. 5.7 b). Con esta diferencia, se resaltan de nuevo los resultados correspondientes a la fase positiva del monzón. Así, durante años de monzón fuerte, se observa una intensificación de la SST en el Océano Pacífico tropical similar al patrón típico de El Niño Modoki junto con el patrón correspondiente a la fase positiva de la PDO. Por el contrario, el Mar del Sur de China y los océanos Índico norte y Atlántico tropical muestran anomalías negativas.

En la figura 5.7 sólo se ha considerado el verano, es decir, condiciones de SST simultáneas al monzón; sin embargo, algunos autores señalaron que la intensidad del WNPSM podría ser modulada por un evento El Niño/La Niña en el invierno previo (Tanaka, 1997; Wang et al., 2001). Además, podría existir una relación entre el monzón y un evento ENSO en el invierno siguiente de acuerdo a Chou et al. (2003). Por tanto, es necesario evaluar la relación entre el WNPSM y las SST considerando varios desfases entre ambas series.

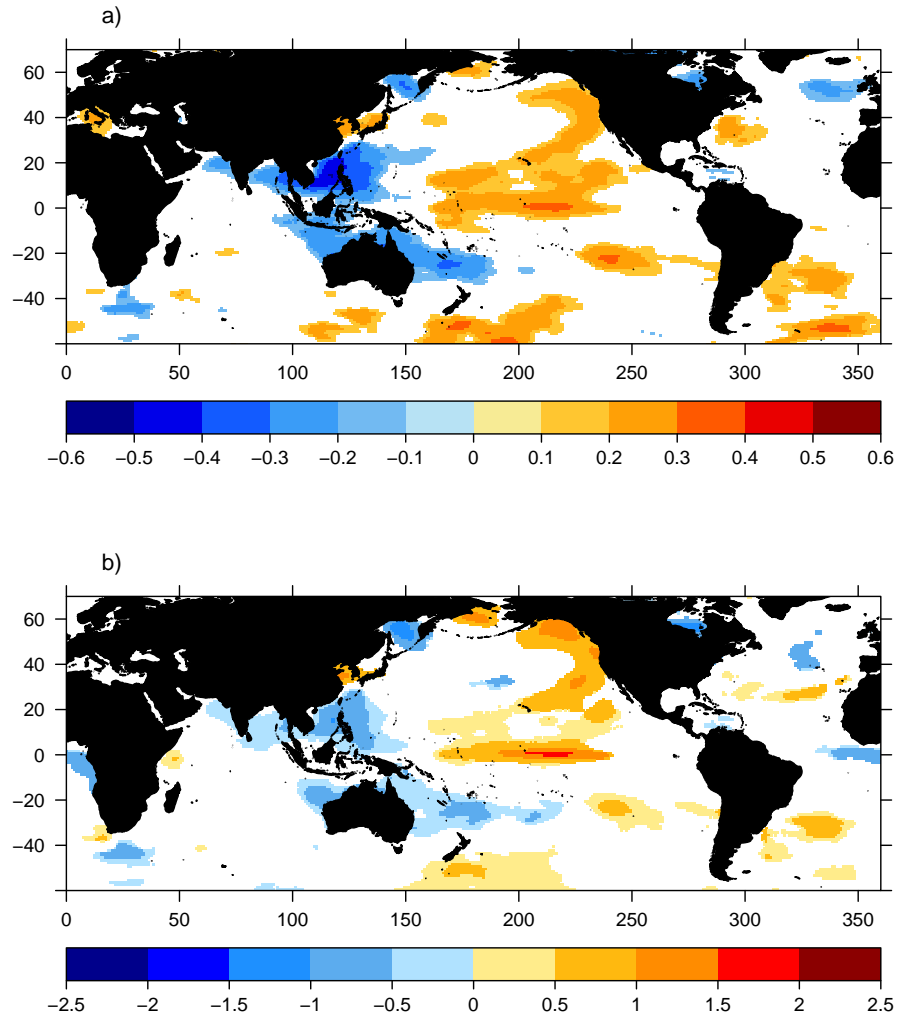


Figura 5.7: a) Mapa de correlaciones entre la SST (JJA) y WNPDI_{JJA} a lo largo del periodo 1900-2013. (b) Diferencia de composites de SST (JJA; °C) entre años de monzones extremos fuertes (13) y débiles (12) para el mismo periodo. Sólo se muestran los valores estadísticamente significativos ($p < 0.05$).

Por otra parte, las relaciones entre el monzón y las diferentes oscilaciones climáticas podrían no ser estacionarias a lo largo de todo el periodo de estudio. Con el fin de abordar estos factores, se han calculado correlaciones con una ventana móvil entre el WNPDI_{JJA} y los índices representativos de oscilaciones climáticas o de las SST en regiones de influencia al monzón de acuerdo

con la figura 5.7 y estudios previos. Éstos son El Niño Modoki (EMI), Mar del Sur de China (anomalías de SST promediadas en la región 105°-120°E, 5°-21°N), ENSO (EN3), el Dipolo del Océano Índico (DMI) y PDO. Se ha utilizado una ventana móvil de 31 años salvo en el caso de la PDO, para la que se ha seleccionado una de 51 años a fin de cubrir al menos dos ciclos de la oscilación. Además, se han considerado desfases de hasta seis estaciones con respecto al $WNPDI_{JJA}$ para abarcar, por ejemplo, los periodos correspondientes al desarrollo (decaimiento) de un evento ENSO previo (posterior) al monzón. En la figura 5.8 los desfases de los índices previos al monzón vienen indicados como “estación-1” y los posteriores al mismo, como “estación+1”. Nótese que los años en el eje de abscisas de la figura 5.8 corresponden al año central de la ventana móvil. Por tanto, el valor de correlación asignado a un año Y corresponde al coeficiente de correlación de Pearson para el periodo comprendido desde $Y-15$ hasta $Y+15$ (desde $Y-25$ hasta $Y+25$ en el caso de la PDO).

La figura 5.8 a revela una correlación positiva entre EMI y $WNPDI$ desde que son simultáneos hasta el verano siguiente al monzón. De entre todos estos desfases, el EMI en el otoño posterior al monzón es el que presenta la correlación más alta y estable con el índice direccional durante todo el periodo de estudio, alcanzando máximos de +0.7 ($p < 0.05$) a finales de la década de 1990. En estas condiciones, el $WNPDI$ podría ser considerado un candidato a predictor del EMI. En contraposición, el Niño Modoki parece estar desconectado del WNPSM para desfases negativos (antes de MAM), especialmente después de la década de 1950. Es llamativo que a partir de la década de 1980, la relación $WNPDI$ -EMI se intensifique al considerar las SST en estaciones posteriores al monzón y se debilite, incluso cambiando de signo, al considerar las estaciones previas.

En el caso de las SST en el Mar del Sur de China, la figura 5.8 b muestra una conexión con el monzón cuando están en fase, principalmente. Así, durante el verano se observa una correlación negativa entre ambos índices, consistente con los resultados de la figura 5.7 a, que se intensifica considerablemente a partir de la década de 1970 hasta alcanzar valores de -0.7 ($p < 0.05$).

Con respecto a la relación entre El Niño y el WNPSM, la figura 5.8 c muestra que durante la segunda mitad del siglo XX un monzón intenso (débil) tendió a ser precedido por anomalías negativas (positivas) de SST en el Pacífico tropical oriental, lo que viene indicado por la correlación negativa para las cuatro estaciones previas al verano simultáneo al monzón. La correlación positiva entre el $WNPDI_{JJA}$ y EN3 para estaciones posteriores al monzón sugiere que anomalías positivas (negativas) de SST en la misma

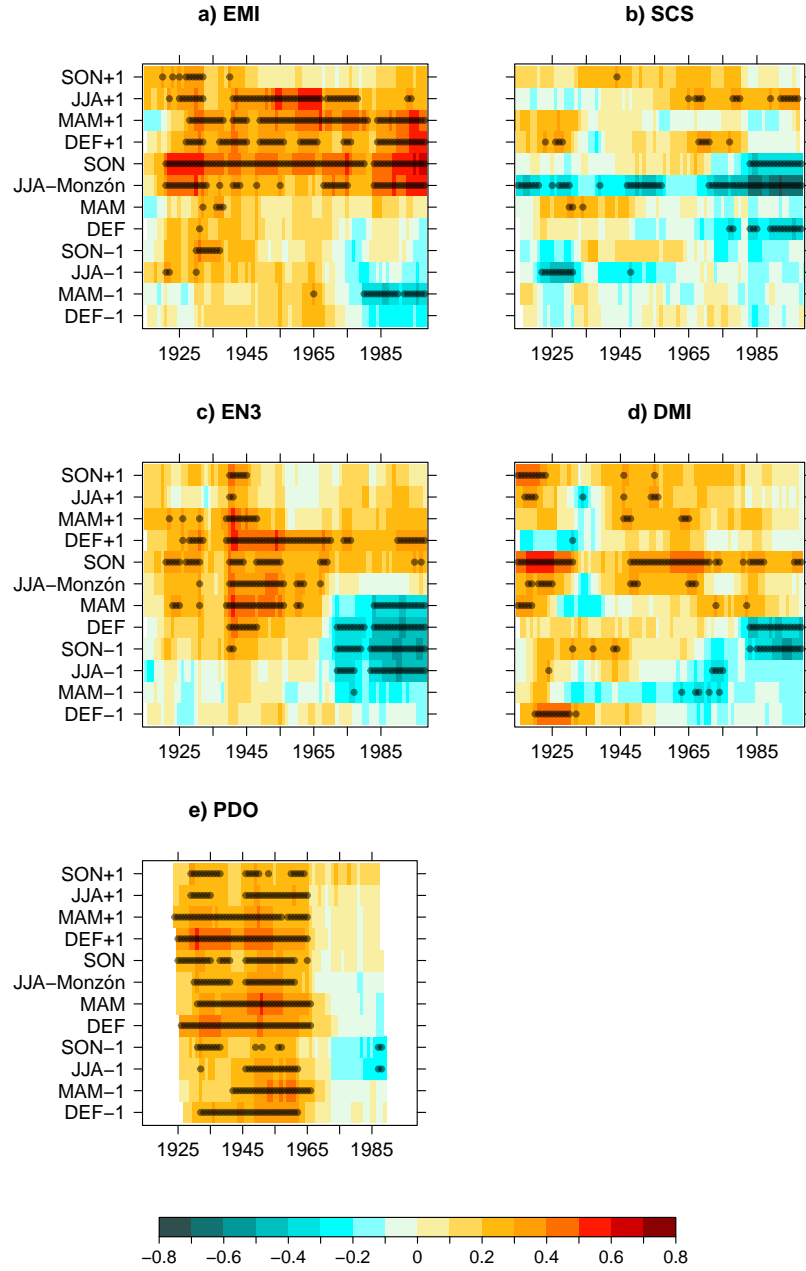


Figura 5.8: Correlación móvil entre el $WNPDI_{JJA}$ (indicado como JJA-Monzón) y los índices estacionales (a) EMI, (b) SCS, (c) EN3, (d) DMI y (e) PDO, considerando distintos desfases estacionales durante el periodo 1900-2013. Los años en el eje de abscisas corresponden al año central de la ventana móvil. En los casos (a)-(d) se consideró una ventana móvil de 31 años y en (e) de 51 años. Los puntos negros indican los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.1$).

región siguieron a un monzón intenso (débil). Estos resultados son consistentes con estudios previos realizados para el mismo periodo de estudio (Wang et al., 2001; Tanaka, 1997). La longitud de la serie del WNPDI ha permitido confirmar que la relación para desfases positivos (posteriores al monzón) se mantiene durante la primera mitad del siglo XX. Sin embargo, relación EN3-WNPDI experimentó un cambio drástico para desfases negativos. En concreto, desde el otoño a la primavera previos al monzón la correlación fue positiva y estadísticamente significativa, especialmente entre 1940 y 1960.

La correlación en fase entre el IOD y el WNPSM ha sido bastante variable y en gran medida no significativa durante el siglo XX, a excepción de intervalos muy cortos (Fig. 5.8 d). Desde 1980, la correlación ha tomado valores moderados negativos aunque significativos en el otoño e invierno previos al monzón. Para desfases positivos, la correlación más estable se dio en el otoño posterior al monzón durante los periodos 1915-1930 y 1948-1974, sobrepasando valores de 0.5 en el primer caso. Esto sugiere que un WNPSM intenso tiende a preceder a la fase positiva del IOD.

Finalmente, la PDO está correlacionada positiva y significativamente con el WNPSM hasta la década de 1960 para todos los desfases; especialmente para el invierno y primavera previos al monzón, cuando se alcanzan valores de +0.6 (Fig. 5.8 e). Esto indica que un monzón intenso habría sido precedido por la PDO en su fase positiva en invierno y primavera durante la primera mitad del siglo XX. Sin embargo, a partir de 1965 se pierde la conexión entre ambas series para todos los desfases.

En la Tabla 5.1, se resumen los aspectos más destacables de la relación entre el WNPDI y los distintos patrones climáticos considerados.

5.2.1. Causas del cambio en la relación WNPSM-ENSO

En la literatura es conocido el debilitamiento de la teleconexión monzón-ENSO a escala interdecadal (Kumar et al., 1999; Torrence y Webster, 1999; Kinter et al., 2002; Kucharski et al., 2007). Por ejemplo, la correspondiente al ISM [monzones débiles (intensos) están relacionados con eventos El Niño (La Niña)], se debilitó en las dos últimas décadas del siglo XX (Wang et al., 2001; Kucharski et al., 2007). Sin embargo, la figura 5.8 c ha revelado una inversión significativa de la relación WNPSM-ENSO a lo largo del siglo XX. En esta subsección la tarea que nos ocupa es intentar dilucidar las posibles causas de dicho cambio.

Tal y como revelaron Chou et al. (2003), una simple correlación no es capaz de capturar todos los detalles de la relación WNPSM-ENSO. En con-

	1900-1959	1960-2013
EMI	Positiva para estaciones simultáneas y posteriores al monzón, especialmente SON.	Se intensifica a partir de 1980, desde JJA hasta MAM+1.
SCS	Negativa en JJA, pero sólo significativa en periodos cortos.	Se intensifica a partir de 1970.
EN3	Positiva desde DEF hasta DEF+1.	Negativa desde JJA-1 hasta MAM y positiva en estaciones posteriores. Se pierde la significatividad en los valores positivos.
DMI	Positiva en JJA y SON aunque no estable.	Positiva y más estable en SON.
PDO	Positiva para todos los desfases.	Pérdida de correlación para todos los desfases.

Tabla 5.1: Resumen de las diferencias en la correlación entre el WNPDI y los índices representativos de diferentes patrones climáticos durante los periodos 1900-1959 y 1960-2013.

secuencia, estos autores analizaron por separado años en los que eventos ENSO se desarrollan, decaen y no tienen lugar para comprender las características de la variabilidad interanual del WNPSM adecuadamente. En base a los resultados de la figura 5.8 c, surge la necesidad de repetir su análisis, que comprende el periodo 1951-2000, ampliándolo hasta principios del siglo XX gracias a la serie del WNPDI. No se trata de una tarea trivial ya que cualquier índice de ENSO basado en SST podría presentar un sesgo antes de la década de 1950 debido a la existencia de una tendencia positiva en las SST del Pacífico tropical oriental, lo que afectaría a la clasificación de los eventos ENSO (L'Heureux et al., 2013). En consecuencia, y como se comentó en la sección 4.1, se han calculado los índices EN3 y EN3.4 tras eliminar tendencias lineales en las SST a lo largo del siglo XX. Además, se ha considerado el SOI, basado en medidas de SLP no afectadas por el sesgo de las SST. Para

clasificar los años de ENSO, se han establecido los mismos criterios que en Chou et al. (2003):

1. Los años ENSO-*developing* (*decaying*) son aquéllos previos (posteriores) al pico de un evento ENSO. Éste se define cuando el valor de $EN3_{DEF}$ o $EN3.4_{DEF}$ es superior (inferior) a 0.9°C (-0.9°C) para El Niño (La Niña). En el caso del SOI, se eligió el umbral de -0.9 (0.9) unidades de desviación estándar para definir el pico de El Niño (La Niña). Cabe mencionar que se consideraron diferentes umbrales para esta definición, obteniendo, esencialmente, el mismo resultado. Por otra parte, se excluyeron del análisis aquellos años en los que un evento persistió y aquéllos etiquetados como *developing* y *decaying* simultáneamente con el fin de reducir el nivel de ruido en los resultados. La clasificación de los años de acuerdo al índice EN3.4 es, coherentemente, idéntica a la de Chou et al. (2003) para el periodo común (1951-2000).
2. El análisis de correlación móvil fue realizado para los tres índices de ENSO (EN3, EN3.4 y SOI) a escala estacional con respecto al valor estival (JJA) del WNPDI, considerando: todos los años, ENSO-*developing*, ENSO-*decaying* y sin-ENSO. Se eligió una ventana de 51 años para disponer de una muestra de eventos ENSO lo suficientemente amplia dentro de la ventana y comparar con los resultados de Chou et al. (2003) con mayor facilidad.
3. En este análisis, un WNPSM fuerte (débil) se refiere a que $WNPDI > 0$ ($WNPDI < 0$) y los años mostrados en las figuras 5.9 y 5.10 corresponden al año central de la ventana de correlación móvil.

La figura 5.9 muestra la correlación móvil entre WNPDI y los tres índices de ENSO, considerando el periodo 1900-2013. Los resultados son consistentes con la tendencia de tener condiciones El Niño (La Niña) durante varias estaciones tras un WNPSM fuerte (débil), mostrada en la figura 5.8 a en la que se consideraba una ventana móvil de 31 años. Para desfases negativos, previos al monzón, se encuentra de nuevo un cambio de correlación en torno a 1970. Esto indica que el cambio en la relación ENSO-WNPSM en dicha fecha es robusto frente a cambios en el ancho de la ventana o el índice ENSO considerado.

Sin embargo, cuando el análisis se restringe a los años ENSO-*developing* (Fig. 5.10 a), el cambio en el signo de la correlación no se observa en desfases negativos. El patrón de correlación obtenido sugiere que cuando un evento El Niño (La Niña) se está desarrollando, un WNPSM fuerte (débil) es, generalmente, precedido por anomalías de SST negativas (positivas) en el Pacífico tropical oriental hasta la primavera anterior; momento en que las SST cambian de signo. Esta tendencia ha sido estable a lo largo del siglo XX.

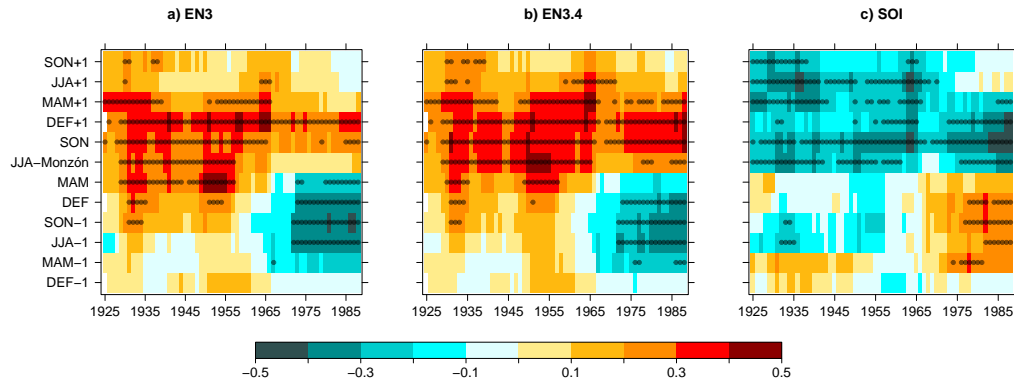


Figura 5.9: Correlación móvil entre el $WNPDI_{JJA}$ (indicado como JJA-Monzón) y los índices estacionales (a) EN3, (b) EN3.4 y (c) SOI, considerando distintos desfases estacionales durante el periodo 1900-2013. Los años en el eje abscisas corresponden al año central de la ventana móvil de 51 años. Los puntos negros indican los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.1$).

Sin embargo, para desfases positivos o posteriores al monzón, los resultados indican que la correlación positiva se intensificó antes de la década de 1950, especialmente tras el pico de ENSO. El análisis para años ENSO-*developing* mostrado en la figura 5.10 a es consistente con Chou et al. (2003) en el periodo común (1951-2000).

Al considerar años ENSO-*decaying* (Fig. 5.10 b), se encuentra que un WNPSM fuerte (débil) tendió a ocurrir después de un evento La Niña (El Niño) a partir de 1960, mientras que la correlación para desfases positivos no es estadísticamente significativa. De nuevo, este resultado es esencialmente el mismo que el presentado por Chou et al. (2003) para el periodo 1951-2000. Sin embargo, la serie del WNPDI evidencia que antes de 1957 el signo de la correlación fue el opuesto, es decir, positivo durante un año completo terminando en la primavera previa al monzón. Además, dicha relación se intensificó entre 1943 y 1957, cuando se alcanzaron valores de correlación de hasta $+0.80$ ($p < 0.01$). Los desfases para los que la correlación es positiva y estadísticamente significativa coinciden con el año en el que se desarrolla el evento ENSO. Por tanto, un WNPSM fuerte (débil) tendió a ocurrir después de un evento El Niño (La Niña) antes de 1960.

Finalmente, la figura 5.10 c muestra que el WNPSM no ha estado significativamente conectado a las SST del Pacífico ecuatorial durante los años sin eventos ENSO.

Durante el desarrollo de un Niño se genera una anomalía anticiclónica en la baja troposfera sobre el noroeste del Pacífico (Wang et al., 2000; Wang y

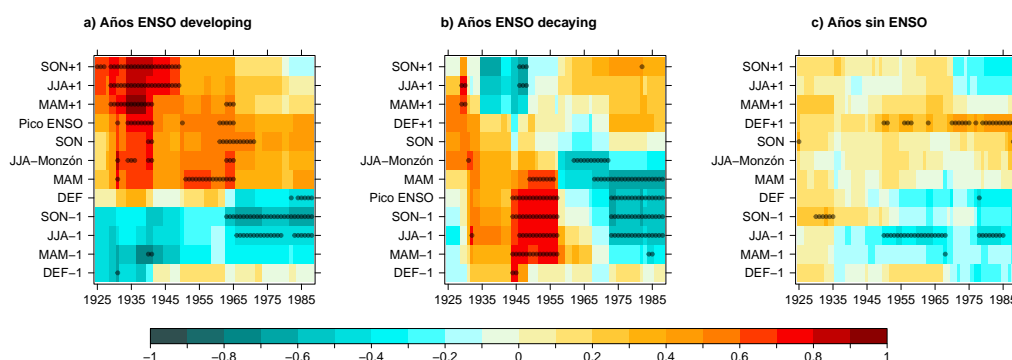


Figura 5.10: Correlación móvil entre el $WNPDI_{JJA}$ y el índice EN3 estacional, a lo largo del periodo 1900-2013, considerando diferentes desfases en años ENSO *developing* (a), *decaying* (b) y no ENSO (c). JJA-monsoon indica el monzón de verano. Los años en el eje de abscisas corresponden al año central de la ventana móvil de 51 años. Los puntos negros indican los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.1$).

Zhang, 2002). Generalmente, esta anomalía persiste hasta el verano siguiente (JJA). En consecuencia, un WNPSM débil es frecuentemente precedido por un Niño en el invierno previo (Zhang et al., 2017). Esto justifica las correlaciones negativas encontradas por Chou et al. (2003) para desfases negativos, consistentes con la figura 5.10 b a partir de la década de 1960. Sin embargo, la serie del WNPDI muestra que esto no ocurrió en décadas precedentes, cuando la correlación para desfases negativos en los años ENSO-*decaying* fue, principalmente, positiva.

Aún no ha sido posible encontrar las causas que justifiquen este cambio en el signo de la correlación ENSO-WNPSM. Sin embargo, Chen et al. (2016) sugirieron que la conexión entre ENSO y el siguiente monzón depende del ritmo de decaimiento del evento El Niño. En su análisis, estos autores probaron que los eventos de decaimiento corto contribuyeron a la intensificación del anticiclón del WNP (WNPAC) y, en consecuencia, a un WNPSM débil. En la figura 5.10 b esto quedaría reflejado como correlaciones negativas para desfases negativos. Chen et al. (2016) también encontraron que los eventos El Niño de decaimiento largo inhibieron la formación del WNPAC, favoreciendo monzones más intensos (lo que correspondería a correlaciones positivas en desfases negativos en la Fig. 5.10 b).

En base a estos resultados, se ha realizado un análisis exploratorio de las características de los eventos ENSO desde principios del siglo XX. En primer lugar, se registraron 12 eventos ENSO en el periodo 1900-1957 mientras que dicho número ascendió a 17 durante el periodo 1958-2013. Lo destacable es

el tipo y la distribución de esos eventos a lo largo de ambos periodos. En concreto, el número de eventos La Niña aumentó de 5 a 9 en el periodo 1958-2013, mientras que el número de eventos El Niño se mantuvo con respecto al periodo 1901-1957. Además, se han encontrado varios periodos superiores al lustro sin ocurrencia de eventos en la primera mitad del siglo XX (1919-1925, 1932-1940 y 1943-1954). De otra manera, sólo tuvieron lugar 4 eventos entre 1920 y 1950.

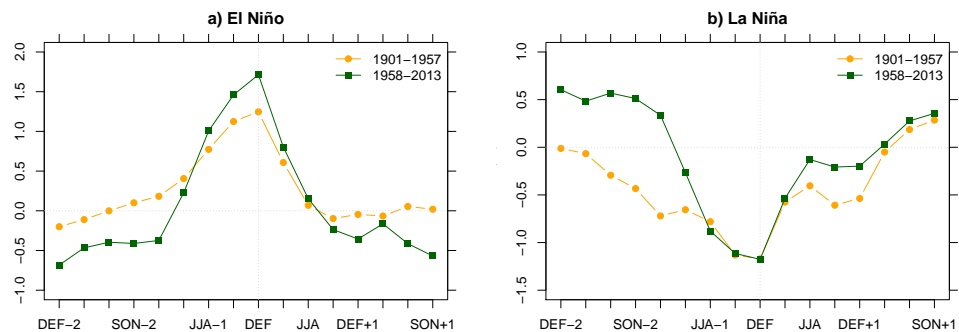


Figura 5.11: Evolución estacional del índice EN3 promediado en años El Niño (a) y La Niña (b) durante los periodos 1900-1957 (naranja) y 1958-2013 (verde). Nótese que cada gráfico cubre 4 años, estando centrado en el pico del evento ENSO (DEF).

En relación a la intensidad y duración de las condiciones El Niño/La Niña, la figura 5.11 muestra la evolución estacional promedio del índice EN3 a lo largo de 4 años centrados en el pico del evento ENSO para los periodos 1900-1957 y 1958-2013. En el primero de ellos, el índice comienza con valores ligeramente negativos dos inviernos previos al pico de El Niño (Fig. 5.11 a, línea naranja). A continuación, se produce un aumento suave del índice hasta alcanzar su máximo en invierno. Para el otoño posterior, ya se alcanzan condiciones neutras que se mantienen durante un año. En cambio, en el periodo más reciente los cambios del índice son más bruscos (Fig. 5.11 a, línea verde). En este sentido, partiendo de condiciones La Niña, se produce un aumento significativo del índice en el invierno previo al pico de El Niño. Aunque en ambos periodos el ritmo de decaimiento de El Niño es similar, el índice alcanza condiciones La Niña a partir del otoño posterior al pico en el periodo 1958-2013. Además, los eventos El Niño fueron más intensos en dicho periodo. En el caso de La Niña, las diferencias más significativas del índice entre ambos periodos se observan antes del pico (Fig. 5.11 b). En el periodo 1900-1957 el índice, partiendo de condiciones neutras, comienza una subida progresiva dos inviernos antes del pico. En cambio, en el periodo 1958-2013 el índice refleja condiciones El Niño en el segundo año previo al

pico de La Niña, desde DEF-2 hasta DEF-1, momento en el que se produce una subida brusca del índice.

En definitiva, en el periodo 1900-1957 los eventos ENSO tendieron a ser menos intensos y más persistentes que en el 1958-2013. El hecho de que El Niño con decaimiento corto se haya vuelto más dominante a lo largo del siglo XX apoya los resultados de Chen et al. (2016), que señalaron que la intensificación del WNPAC se restringió a eventos El Niño de decaimiento corto, considerando escenarios de cambio climático. Esto podría justificar parcialmente el cambio en la correlación limitado a los años ENSO-*decaying* para desfases negativos (Fig. 5.10 b). Por otra parte, la menor variabilidad de ENSO durante la primera mitad del siglo XX podría estar relacionada con las fases de la AMO. De acuerdo con Dong et al. (2006), la fase positiva de la AMO supone una menor variabilidad de ENSO y, precisamente, desde 1925 hasta 1958 la AMO se encontró en su fase positiva.

5.2.2. Modulación de la relación WNPSM-ENSO/El Niño Modoki/PDO debida a otros patrones climáticos

En la subsección anterior, nos hemos centrado en los cambios de las características del propio ENSO como responsables de la variación de la relación WNPSM-ENSO. Sin embargo, las teleconexiones pueden ser moduladas a su vez por otros patrones climáticos. Por ejemplo, la variabilidad de la teleconexión monzón-ENSO ha sido analizada, tanto a escala interanual como decadal, en el caso de los monzones del este de Asia y de la India. En concreto, Kim et al. (2014) mostraron que la relación inversa entre ENSO y el monzón del este de Asia en invierno (EAWM) se ve intensificada cuando ENSO y PDO están en fase. Es decir, el monzón tiende a ser muy débil (muy intenso) en años en los que un evento El Niño (La Niña) es simultáneo con la fase positiva (negativa) de la PDO. Más tarde, Hao y He (2017) encontraron que cuando la AMO y ENSO están en fase², el EAWM tiende a debilitarse. Por el contrario, el monzón tiende a fortalecerse cuando la AMO y ENSO están en oposición de fase. A escala decadal, Kim et al. (2017) atribuyeron los cambios en la relación EAWM-ENSO a la localización e intensidad del anticiclón del WNP; que, a su vez, estaría modulado por la PDO y AMO. En este sentido, la relación EAWM-ENSO se vería reforzada (debilitada) con la fase positiva (negativa) de la AMO y/o la fase negativa (positiva) de la PDO.

Otros autores encontraron que la PDO también modula la relación entre ENSO y los monzones en Asia oriental e India durante el verano boreal (Yoon y Yeh, 2010; Krishnamurthy y Krishnamurthy, 2014). En concreto, la

²El Niño (La Niña) es simultáneo(a) a la fase positiva (negativa) de la AMO.

relación ENSO-EASM se ve intensificada cuando ENSO y la PDO están en fase en el invierno previo. Además, Yoon y Yeh (2010) señalaron que dicha relación se ve debilitada cuando ENSO y la PDO están en oposición de fase. Con respecto al ISM, Krishnamurthy y Krishnamurthy (2014) encontraron que en condiciones El Niño (La Niña) y fase positiva (negativa) de la PDO, el monzón de la India tiende a ser débil (intenso). Con respecto a la relación WNPSM-El Niño Modoki, Feng y Chen (2014) señalaron recientemente que podría verse debilitada en caso de que un Niño Modoki y la fase positiva del IOD tuvieran lugar simultáneamente.

En general, las perturbaciones de este tipo de teleconexiones en escalas temporales interanuales-multidecadales suelen deberse, en gran parte, a cambios en el estado medio del océano; consecuencia de la propia variabilidad interna del sistema acoplado atmósfera-océano. Sin embargo, los procesos atmosféricos también pueden modular dichas relaciones. De hecho, Wu et al. (2012) descubrieron que la relación EASM-ENSO podría verse intensificada por la NAO en la primavera previa (NAO_{MAM}). En concreto, esta oscilación induce un patrón tripolar en las SST del Océano Atlántico norte que permanece hasta verano y que es responsable de dos teleconexiones. Por una parte, dicho patrón genera un tren de ondas de Rossby en el norte de Eurasia que modula los sistemas de presión en los Montes Urales y el Mar de Okhotsk. Por otra, el tripolo atlántico induce un *cuadripolo* tipo Gill-Matsuno que refuerza la relación entre la alta del Pacífico occidental y ENSO. Ambas teleconexiones modulan los frentes Meiyu/Changma/Baiu, característicos de la estación monzónica en el este de Asia.

En base a los estudios anteriormente citados, se ha explorado si la intensidad y variabilidad multidecadal de las oscilaciones climáticas PDO, AMO, NAO y los propios de ENSO y El Niño Modoki podrían modular las relaciones WNPSM-ENSO, WNPSM-El Niño Modoki y WNPSM-PDO. Para ello, se han seguido los siguiente pasos:

1. Elegir los desfases para calcular la correlación entre el WNPDI y EN3, EMI y PDO. Por una parte, es necesario tener en cuenta la fase pico de cada oscilación y, por otra, la estacionariedad de las teleconexiones del monzón (Sec. 4.1). De acuerdo con las figuras 5.8 a, c y e, además de la correlación simultánea en verano, son interesantes el invierno previo al monzón en el caso de ENSO y PDO y el invierno posterior, en el de El Niño Modoki. Con respecto al primero, se observa un cambio significativo en el signo de la correlación con el monzón a lo largo del siglo XX. En el caso de la PDO, el invierno previo al monzón es la estación que presenta mayor correlación con el WNPDI hasta la década de los 1970, experimentando un cambio de signo (no significativo) en la misma a partir de entonces. Por último, la correlación entre El

Niño Modoki y el monzón permanece positiva desde principios del siglo XX, pero se intensifica considerablemente a partir de la década de 1980.

2. Calcular las correlaciones móviles entre el $WNPDI_{JJA}$ y $EN3_{DEF;JJA}/EMI_{JJA;DEF+1}/PDO_{DEF;JJA}$. En este caso, se ha considerado una ventana móvil de 51 años, mayor que en la sección anterior, ya que se va a trabajar con oscilaciones de baja frecuencia (AMO y PDO). No obstante, el resultado es muy similar a los de la figuras 5.8 a y c.
3. Calcular las series estacionales (DEF y JJA) de media y desviación estándar móviles, considerando una ventana de 21 años, de los propios EN3 y EMI y de los índices correspondientes a la PDO, AMO y NAO.
4. Calcular la correlación entre las series de correlación móvil monzón-ENSO, monzón-El Niño Modoki y monzón-PDO con las de media/-desviación estándar de los índices representativos de oscilaciones climáticas en fase (Tabla 5.2). Por ejemplo, se calculó el coeficiente de correlación entre la serie de media móvil de la PDO_{DEF} (PDO_{DEF+1}) y la correlación móvil $WNPDI-EN3_{DEF}$ ($WNPDI-EMI_{DEF+1}$). De esta manera, PDO y ENSO (El Niño Modoki) serían simultáneos.

La Tabla 5.2 refleja que la propia variabilidad de ENSO afecta a la relación WNPSM-ENSO, lo que es consistente con los resultados de Turner y Wang (2017). De la misma manera, El Niño Modoki modula su relación con el monzón. En ambos casos, la mayor influencia viene dada durante el pico de cada oscilación, invierno en el caso de El Niño y verano para El Niño Modoki. Sin embargo, los efectos de cada una ellas en su relación con el monzón son opuestos. Así, una mayor (menor) variabilidad de ENSO supondría un debilitamiento (reforzamiento) de la relación WNPSM-ENSO. Por el contrario, la relación WNPSM-El Niño Modoki se vería reforzada (debilitada) con una mayor variabilidad de El Niño Modoki. Otro aspecto destacable es la magnitud del coeficiente de correlación en cada caso: -0.91 para $EN3_{DEF}$ y 0.80 para EMI_{JJA} . Así la variabilidad de ENSO estaría explicando hasta un 82 % de la varianza de su relación con el monzón.

Además, se observa que la intensidad de la AMO modula significativamente ambas relaciones, principalmente en invierno (los coeficientes de correlación $WNPDI_{JJA} - EN3_{DEF}$ y $WNPDI_{JJA} - EMI_{DEF+1}$ son, respectivamente, 0.94 y -0.70, $p < 0.01$). De esta manera, la fase positiva (negativa) de la AMO indicaría un fortalecimiento (debilitamiento) de la relación $WNPDI_{JJA} - EN3$, tanto en invierno como en verano. Por el contrario, la AMO modularía de forma algo más débil e inversa la relación $WNPDI_{JJA} -$

	WNPDI-EN3		WNPDI-EMI		WNPDI-PDO	
	DEF	JJA	JJA	DEF+1	DEF	JJA
EN3 m	-0.36	0.22			-0.46	0.06
EN3 sd	-0.91	-0.58			-0.89	-0.58
EMI m			-0.37	0.18	-0.24	0.56
EMI sd			0.80	0.69	-0.86	-0.80
PDO m	-0.22	-0.23	0.49	0.29	-0.33	-0.42
PDO sd	0.35	0.76	-0.39	-0.17	0.34	0.67
AMO m	0.94	0.84	-0.65	-0.70	0.95	0.83
AMO sd	0	0.32	-0.31	-0.36	0.05	0.36
NAO m	0.33	-0.41	0.20	0	0.20	-0.50
NAO sd	-0.82	0.07	-0.15	0.67	-0.84	0.02

Tabla 5.2: Coeficientes de correlación entre la “correlación móvil de 51 años entre $WNPDI_{JJA}$ y EN3/EMI/PDO estacionales” y las series estacionales de media(m)/desviación estándar (sd) móviles (considerando una ventana de 21 años) de EN3, EMI, PDO, AMO y NAO durante el periodo 1900-2013. Nótese que EN3/EMI/PDO están en fase con el resto de oscilaciones climáticas. Además del verano, se consideran el invierno previo al monzón con EN3 y PDO y el invierno posterior con EMI. Los coeficientes estadísticamente significativos ($p < 0.01$) se indican en negrita.

EMI. No obstante, conviene remarcar que el periodo de tiempo analizado es corto con respecto al periodo de la AMO; de hecho, no se cubren dos ciclos de la oscilación. Por otra parte, se ha encontrado que una mayor variabilidad de la $NAO_{DEF/DEF+1}$ debilitaría (reforzaría) la relación $WNPDI_{JJA}$ - $EN3_{DEF}$ ($WNPDI_{JJA}$ - EMI_{DEF+1}).

Con respecto a la relación WNPSM-PDO, la propia intensidad y variabilidad de la PDO podrían modular dicha relación. Sin embargo, los coeficientes de correlación son relativamente bajos en comparación con los obtenidos en el caso de ENSO y El Niño Modoki. En cambio, la variabilidad multidecadal de estas dos oscilaciones climáticas en invierno sí parece afectar a la relación monzón-PDO (coeficientes de correlación -0.89 y -0.86, respectivamente, $p < 0.01$). De esta manera una menor (mayor) variabilidad de las SST del Océano Pacífico tropical supondrían un fortalecimiento (debilitamiento) de la relación WNPSM-PDO.

Por otra parte, la relación monzón-PDO también es modulada por procesos que tienen lugar en el Océano Atlántico. Por ejemplo, la intensidad de

la AMO explica el 90 % y 69 % de la varianza de dicha relación en invierno y verano, respectivamente. En este sentido, la fase positiva (negativa) de la AMO reforzaría (debilitaría) la relación WNPSM-PDO. De forma similar al caso de El Niño, la NAO en el invierno previo al monzón muestra una correlación negativa significativa con $WNPDI_{JJA}-PDO_{DEF}$ (-0.84, $p < 0.01$).

En cuanto al IOD, recientemente Feng y Chen (2014) sugirieron que éste podría ejercer una influencia indirecta en el monzón modulando la relación WNPSM-El Niño Modoki. En concreto, estos autores apuntaron que la fase positiva del IOD podría debilitar dicha relación al ocurrir simultáneamente con un Niño Modoki. Por ello, se ha calculado la distribución de monzones fuertes y débiles en función del EMI y DMI, evaluando dicha influencia a lo largo de todo el siglo XX. Sin embargo, no se ha encontrado ningún cambio significativo en la relación El Niño Modoki-WNPSM al considerar las fases del IOD (figuras no mostradas). Esta discrepancia con el resultado de Feng y Chen (2014) podría estar relacionada con la posición zonal de El Niño Modoki y el periodo de estudio considerado. De acuerdo con Zhang et al. (2015), cuando El Niño Modoki está desplazado hacia el este, se produce una fuerte subsidencia en el noroeste del Pacífico que lleva a anomalías de viento del este y *upwelling* en la costa de Java-Sumatra, condiciones que favorecen el desarrollo del IOD (Fig. 4.3). Por el contrario, estas condiciones no tienen lugar cuando El Niño Modoki está desplazado hacia el oeste.

5.3. Predicción mensual del WNPSM

Nuestro conocimiento de los procesos físicos que tienen lugar en la Tierra depende, principalmente, de un conjunto de datos procedentes de observaciones y de modelos. En las últimas décadas se ha producido un aumento exponencial de la cantidad de datos meteorológicos procedentes de satélites, radares y diversos tipos de sensores *in situ* (Overpeck et al., 2011; Schnase et al., 2016). A este tipo de datos se han sumado registros paleoclimáticos tales como documentos históricos, anillos de árboles, testigos de hielo, corales o sedimentos. Sin embargo, los datos procedentes de modelos climáticos son los que han experimentado un mayor crecimiento, tanto en complejidad como en volumen, y se espera que esta tendencia permanezca en las próximas décadas (Overpeck et al., 2011). Por ejemplo, la tercera generación de los modelos del CMIP (*Coupled Model Intercomparison Project*) supuso 40 TB, mientras que la quinta generación llegó a los 2 PB ³ (Balaji y et al, 2018). Además, una comunidad muy diversa de usuarios (científicos de otras ramas, políticos, personal de otros sectores como el agrícola o el sanitario...) reclama el acceso, entendimiento y uso de los datos climáticos generados (Overpeck

³1 PB = 1024 TB

et al., 2011). Para ello, son necesarios grandes repositorios donde almacenar dichos datos y una infraestructura efectiva que satisfaga la demanda de los usuarios (Schnase et al., 2016).

Por otra parte, tal cantidad de datos no puede tratarse con un software estándar sino que se requieren nuevas técnicas de análisis de datos. En concreto, las técnicas de minería de datos buscan extraer información útil de un gran volumen de datos, centrándose en la predicción y la descripción (Kantardzic, 2011). Por una parte, la predicción involucra el uso de variables del conjunto de datos para predecir valores desconocidos o futuros. Por otra, la descripción persigue encontrar patrones desconocidos en el conjunto de datos. Recientemente, esta metodología ha sido aplicada en diversos campos, por ejemplo en: agricultura (Patel y Patel, 2014), la predicción del tiempo y cambio climático (Olaiya y Adeyemo, 2012), la estimación del viento a partir de patrones de presión u observaciones locales, muy importante en la planificación de los parques eólicos, (Gutiérrez et al., 2013; Salcedo-Sanz et al., 2018) y la predicción del precio de la electricidad y demanda eléctrica (Martínez-Álvarez et al., 2015).

El caso que nos ocupa, la predicción de monzones, también tiene gran importancia en términos climáticos y socioeconómicos. Tradicionalmente, la actividad monzónica ha sido representada por su precipitación asociada. Por ello, gran parte de la investigación se ha distribuido en dos líneas: la predicción de precipitación asociada al monzón y la identificación de predictores de la misma. En dicha tarea se han empleado técnicas como redes neuronales (Saha et al., 2016; Chattopadhyay y Chattopadhyay, 2016; Cannon y Mckendry, 2002; Shukla et al., 2011; Acharya et al., 2012; Singh y Borah, 2013), regresiones lineales múltiples (Cannon y Mckendry, 2002; Shukla et al., 2011), *cluster* (Saha y Mitra, 2015), máquinas de vector soporte (*support vector machine* -SVM-; Chattopadhyay y Chattopadhyay, 2016), reglas de asociación (Dhanya y Kumar, 2009; Vathsala y Koolagudi, 2015; Vathsala y Koolagudi, 2017) y programación genética (Kashid y Maity, 2015). Entre los predictores de la precipitación, destacan los índices basados en SST (Shukla et al., 2011; Acharya et al., 2012; Dhanya y Kumar, 2009; Kashid y Maity, 2015). No obstante, la mayoría de los estudios se centraron en la precipitación asociada al ISM, infrarepresentando otros sistemas monzónicos como el WNPSM.

De acuerdo con los resultados de la sección 5.2, el WNPSM también parece estar influenciado por diversos patrones climáticos vinculados a la SST, tanto de escala regional como global, con diferentes desfases temporales. Algunos de estos patrones podrían ocurrir simultáneamente, de manera que su impacto total podría no ser la suma de cada impacto individual (Weng et al., 2011). En este sentido, dependiendo de la magnitud y signo de cada

índice representativo de un patrón climático, se vería reforzada o debilitada la influencia asociada a cada patrón. En consecuencia y con el fin de mejorar la predicción de la intensidad del WNPSM, en esta sección se establecerá la relevancia relativa de diferentes patrones climáticos mediante técnicas de minería de datos. Específicamente, se han llevado a cabo técnicas de clasificación como árboles y reglas de decisión, modelos de caja negra y técnicas de *ensemble* con el fin de predecir monzones extremos a escala mensual, de acuerdo al índice WNPDI (Vega et al., 2018). En adelante, sólo se hablará de los modelos basados en árboles ya que pueden ser interpretados con facilidad y, además, son los que alcanzan el mejor equilibrio entre sensibilidad (Ec. 5.1) y precisión (Ec. 5.3). No obstante, el estudio de Troncoso et al. (2018) muestra los resultados correspondientes a todas las técnicas consideradas.

El procedimiento a seguir en este análisis ha sido el siguiente:

1. Preparación del conjunto de datos de entrada.
2. Evaluación de las técnicas de minería de datos consideradas.
3. Interpretación de los resultados obtenidos.

5.3.1. Conjunto de datos de entrada

Los modelos de árboles, precisan dos entradas: la serie que se desea predecir y un conjunto de predictores. Dado que se quieren predecir monzones extremos, se utiliza una serie binaria que indica si el monzón es extremo o no. En este caso, se define un monzón extremo o intenso cuando el valor mensual del WNPDI supera el percentil 95 de la serie completa. De esta manera, los meses con mayor ocurrencia de monzones extremos han sido septiembre y agosto, con 36 y 23 casos, respectivamente. También se han encontrado monzones intensos en octubre, julio, mayo y junio (con 7, 3, 1 y 1 casos, respectivamente).

En relación al conjunto de predictores, no existe una regla fija para su definición, por lo que habitualmente se incluyen todos los fenómenos que puedan tener una relación directa con el comportamiento futuro de la serie que se desea predecir. En este estudio, la elección de los predictores ha sido, en cierto modo, subjetiva. Como primera aproximación, se utilizaron los índices climáticos EMI, EN34, SOI, DMI y PDO. Dado que la influencia en el monzón por parte de los patrones que representan estos índices depende de la historia previa de los mismos (Chan y Zhou, 2005; Wang et al., 2001; Feng y Chen, 2014; Yoon y Yeh, 2010; sección 5.2), se consideraron diferentes desfases temporales entre ambas series. En concreto, se eligieron desfases de hasta 5 meses y hasta 3 estaciones previas al monzón en un mes dado, así como las cuatro estaciones previas al monzón de verano. Esto supone

un total de 72 posibles predictores. A fin de elegir aquéllos más adecuados para el análisis, se calcularon los coeficientes de correlación de Pearson entre las series mensuales del WNPDI y todos los predictores anteriormente mencionados. Posteriormente, se seleccionaron los 20 predictores con valor más alto de correlación, siempre y cuando hubiera al menos dos desfases por cada índice climático. Cabe destacar que en el conjunto de predictores también se consideró la historia del propio WNPDI en los meses y estaciones previos al que se quiere predecir.

	Mes					Estación			Estación particular			
	m1	m2	m3	m4	m5	s1	s2	s3	JJA	MAM	DEF	SON
EMI	X		X	X		X			X			
EN3.4	X								X			
SOI					X						X	
DMI					X		X					
PDO							X	X			X	
WNPDI		X			X			X		X	X	X

Tabla 5.3: Predictores seleccionados en las técnicas de minería de datos para la predicción de WNPSM extremos. Nótese que “ m_i ” indica i meses anteriores al monzón mientras que “ s_i ” indica i estaciones anteriores al monzón. JJA, MAM, DEF y SON corresponden, respectivamente, a las estaciones de verano, primavera, invierno y otoño inmediatamente anteriores al monzón que se quiere predecir.

Los índices utilizados como predictores se indican en la Tabla 5.3. Es importante resaltar que los candidatos potenciales sugeridos en la bibliografía previa quedan bien representados con esta selección. En el caso de El Niño Modoki (EMI) se consideraron los desfases de 1, 3 y 4 meses (columna “Mes”), una estación (columna “Estación”) y el verano (columna “Estación particular”) previos a un WNPSM extremo. En adelante, los precursores del monzón vendrán indicados con el nombre del índice correspondiente junto con el desfase de acuerdo a la notación de la Tabla 5.3.

Las distintas técnicas de clasificación consideradas aprenden de ese conjunto de datos y generan un modelo, conocido como “clasificador”, capaz de predecir la clase de interés en base a los predictores (Kantardzic, 2011). Para un buen aprendizaje, es necesaria una muestra lo suficientemente grande de la clase de interés. Sin embargo, el número de monzones extremos, por definición, es muy inferior al de monzones no extremos; por lo que se trata de un problema de clasificación muy desequilibrado. Una posible solución a este tipo de problema es pre-procesar los datos con el objetivo de intentar equilibrar las clases antes de aplicar un algoritmo de aprendizaje (Galar et al., 2012). En este caso, se ha empleado SMOTE (*Synthetic Minority Over-Sampling Technique*; Chawla et al., 2002) como técnica de pre-procesado para generar casos de la clase minoritaria. En este sentido, se han considerado distintos

grados de desequilibrio o desigualdad entre ambas clases; es decir, se aplicó SMOTE hasta cuatro veces a fin de mejorar los resultados de la predicción. Por ejemplo, SMOTE(x2) indica que se aplicó SMOTE en dos ocasiones. En este caso se contaron 284 monzones extremos y 1225 no extremos, lo que supone un 18.8 % de desequilibrio (Tabla 5.4). El ratio de desequilibrio⁴ con el que se ha trabajado oscila entre el 10.3 % en el caso de SMOTE(x1) y el 48.1 % para SMOTE(x4).

Conjunto de datos	Extremos	No extremos	Total	Ratio (%)
Original	71	1225	1296	5.4
SMOTE(x1)	142	1225	1367	10.3
SMOTE(x2)	284	1225	1509	18.8
SMOTE(x3)	568	1225	1793	31.6
SMOTE(x4)	1136	1225	2361	48.1

Tabla 5.4: Número de monzones extremos y no extremos en cada conjunto de datos “artificiales” [desde SMOTE(x1) hasta SMOTE(x4)] en relación al original (sin aplicar SMOTE).

5.3.2. Evaluación de las técnicas de minería de datos

Una de las técnicas de minería de datos que se ha llevado a cabo en la predicción de monzones extremos y cuyos resultados se describirán en la sección 5.3.3 es el árbol de decisión. Éste es un diagrama de flujo con la estructura de árbol, que se compone de nodos internos, ramas y nodos “hoja” (Fig. 5.12). Cada uno de los nodos internos muestra un test en uno de los predictores, cuyo resultado queda representado en las ramas salientes del mismo. Los nodos “hoja” muestran la distribución de las clases. De esta manera, las ramas contienen las condiciones o reglas necesarias para llegar a una clasificación determinada en los nodos “hoja” (Kantardzic, 2011). Como ejemplo, la figura 5.12 muestra diferentes formas de ir al trabajo dependiendo de varias condiciones. Si hace sol y se dispone de tiempo suficiente, más de 30 minutos, se podrá ir caminando al trabajo. En cambio, se elegirá el autobús como medio de transporte en caso de lluvia.

Un sistema de aprendizaje tipo árbol asegura generar un árbol a partir de un conjunto de datos dado pero no siempre es el más simple. En este estudio se ha utilizado el algoritmo C4.5, que elige el predictor en cada nodo maximizando la “ganancia de información” (Quinlan, 1993; Salzberg, 1994). Esta cantidad representa la diferencia entre la información del conjunto de

⁴Proporción de monzones extremos en relación a monzones no extremos.

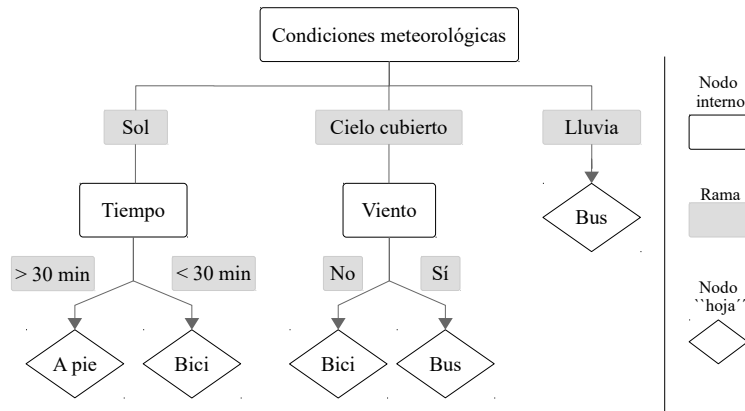


Figura 5.12: Ejemplo de árbol de decisión sobre cómo ir al trabajo.

datos y la proporcionada por un predictor P . Por tanto, cuanto menor sea la información proporcionada por el predictor P , mayor será la “ganancia de información”. Esto ocurre cuando un suceso es muy probable y, por tanto, representativo de la muestra.

Por otra parte, un árbol dado puede ser muy sensible a la muestra utilizada en el proceso de inducción (Pérez et al., 2004). Por ello, se han considerado varios métodos de *ensemble* utilizando C4.5 como clasificador: RF (*Random Forest*; Breiman, 2001), CTC (*Consolidated Tree Construction* algorithm; Ibarguren et al., 2015) y PTS (*Probability Threshold Selector*; Witten et al., 2011). RF toma subconjuntos de la muestra de datos inicial, que sirven para entrenar de forma independiente distintos modelos o árboles de decisión (uno por cada subconjunto), que darán lugar a un modelo integrado en base a la representatividad de cada rama. De otra manera, el árbol de decisión final es un *ensemble* de los árboles entrenados independientemente. Sin embargo, este tipo de técnica puede suponer la pérdida de capacidad explicativa si los árboles generados son muy distintos entre sí. Una alternativa es el algoritmo CTC, especialmente diseñado para problemas de desequilibrio entre las clases, que genera un único árbol a partir de diferentes submuestras de entrenamiento. A diferencia de RF, CTC construye el árbol por pasos; es decir, se establece la variable en un nodo dado en base a la representatividad de los resultados obtenidos de cada submuestra. Una vez fijada una condición, el algoritmo C4.5 vuelve a generar conjuntos de árboles asociados a cada submuestra imponiendo la condición fijada para decidir el siguiente nodo. Este proceso continúa hasta que no es posible hacer más divisiones (Pérez et al., 2004). Por último, PTS es un metaclasificador que calcula la probabilidad de pertenecer a la clase de interés (monzones extremos) en el resultado del

clasificador base (C4.5). De esta manera, si la probabilidad es mayor que un umbral dado, el algoritmo etiqueta como monzón extremo (no extremo en otro caso). El umbral óptimo se establece optimizando un parámetro relacionado con la bondad del ajuste. En este caso, se ha utilizado el parámetro F (Ec. 5.5).

Para evaluar la bondad de cada una de las técnicas llevadas a cabo, se han considerado distintos parámetros. Un primer grupo está definido en función del porcentaje de casos correcta o incorrectamente clasificados en ambas clases (parámetros 1 a 4). Sin embargo, estas medidas no son capaces de distinguir entre el número de etiquetas correctas para cada clase. Por tanto, también se utilizan otros parámetros que puedan reflejar la buena calidad de los resultados para ambas clases (parámetros 5 a 7). A continuación, se enumeran todos los parámetros considerados junto con sus expresiones matemáticas. Téngase en cuenta que:

- TP (positivos verdaderos) es el número de monzones extremos predichos correctamente.
- TN (negativos verdaderos) es el número de monzones no extremos predichos correctamente.
- FN (falsos negativos) es el número de monzones extremos que fueron clasificados como no extremos.
- FP (falsos positivos) es el número de monzones no extremos que fueron clasificados como extremos.

1. **Sensibilidad:** es la razón de monzones extremos predichos correctamente por la técnica de clasificación.

$$S_n = \frac{TP}{TP + FN} \quad (5.1)$$

2. **Especificidad:** es la razón de monzones no extremos predichos correctamente.

$$S_p = \frac{TN}{TN + FP} \quad (5.2)$$

3. **Valor predictivo positivo o precisión:** es la probabilidad de predecir un monzón extremo correctamente.

$$PPV = \frac{TP}{TP + FP} \quad (5.3)$$

4. **Valor predictivo negativo:** es la probabilidad de predecir un monzón no extremo correctamente.

$$NPV = \frac{TN}{TN + FN} \quad (5.4)$$

5. **Valor F:** es la media armónica de los valores de precisión y sensibilidad. F puede tomar valores entre 0 y 1, siendo éste último el mejor.

$$F = \frac{2 \cdot PPV \cdot S_n}{S_n + PPV} \quad (5.5)$$

6. **Área bajo la curva ROC (AUC,** por sus siglas en inglés). La curva ROC (del inglés Receiver Operating Curves) muestra la sensibilidad en función de la especificidad. El área bajo la curva ROC informa sobre cómo separa el modelo las clases en el problema dado. Así, un valor de AUC=1 representa un modelo perfecto, es decir, predice correctamente ambas clases. En el extremo opuesto, un valor de AUC=0 supondría que el modelo clasifica como monzones extremos los no extremos y viceversa. El peor escenario se tiene cuando AUC=0.5; en este caso, el modelo no es capaz de diferenciar las clases.

Teniendo en cuenta que FP_{ratio} es la razón entre el número de monzones extremos identificados incorrectamente (FP) y el número total de monzones no extremos (FP+TN), AUC se calcula como:

$$AUC = \frac{1 + S_n + FP_{ratio}}{2} \quad (5.6)$$

7. **Media geométrica de la sensibilidad y especificidad (GM,** por sus siglas en inglés). Mide el equilibrio en la clasificación de ambas clases, la mayoritaria y la minoritaria. Un valor de GM bajo indica una

mala clasificación por parte del modelo.

$$GM = \sqrt{S_n \cdot S_p} \quad (5.7)$$

La tabla 5.5 muestra el valor de los parámetros descritos anteriormente para el conjunto de datos SMOTE(x4). Idealmente, un buen modelo tendría valores altos de TP y TN y valores bajos de FP y FN. En relación a los monzones no extremos predichos correctamente (TN), las cuatro técnicas tienen un comportamiento similar. En cambio, existe una gran diferencia en la predicción de monzones extremos entre RF y PTS. Por ejemplo, RF (PTS) es el que menos (más) monzones extremos identifica de forma correcta. Este comportamiento se invierte en el caso de los monzones extremos etiquetados como no extremos (FN). FN es un parámetro de gran importancia ya que nos informa sobre el número de monzones intensos, que podrían suponer grandes inundaciones en algunas regiones, “inesperados”. Finalmente, RF es la técnica que menos monzones extremos etiqueta incorrectamente (FP).

Sin embargo, considerar estas cantidades por separado no es suficiente para evaluar las distintas técnicas. Por ello, comparamos otros parámetros. Se ha obtenido un comportamiento similar de las cuatro técnicas para S_p y NPV; sin embargo, CTC ofrece los valores más altos de sensibilidad y precisión. En el extremo opuesto, C4.5 muestra la peor precisión y RF, la peor sensibilidad. En cambio, RF el modelo que mejor diferencia las clases (AUC=0.90). Por tanto, las técnicas de *ensemble*, en general, mejoran los resultados de C4.5 ejecutado en solitario para el conjunto de datos SMOTE(x4).

Las tablas correspondientes al resto de conjunto de datos pueden encontrarse en el Anexo B. Al aumentar el número de SMOTE aplicados, se observa que las técnicas de *ensemble* son capaces de mantener o mejorar los valores de precisión y mejorar significativamente los de sensibilidad, especialmente RF y PTS de SMOTE(x1) a SMOTE(x2) (Tablas B.1 y B.2). En relación al parámetro F, también aumenta con el número de SMOTE mientras que la variación de AUC depende de cada técnica. En concreto, el valor de AUC para RF permanece alto y constante (AUC=0.90). A pesar de que RF mejora la precisión con respecto a C4.5 con el aumento de SMOTE, obtiene peores resultados de sensibilidad. PTS, en cambio, es el que ofrece mejor relación entre precisión y sensibilidad.

En definitiva, si bien es cierto que las técnicas de *ensemble* mejoran la actuación de C4.5, los parámetros considerados muestran que no existe un algoritmo perfecto. No obstante, otro factor a tener en cuenta en la compara-

ción de clasificadores es la complejidad del árbol de decisión final (Sec.5.3.3).

Parámetro	C4.5	RF	CTC	PTS
TP	35	28	40	42
FP	84	58	79	80
TN	1141	1167	1146	1145
FN	36	43	31	29
S_n	0.49	0.39	0.56	0.59
S_p	0.93	0.95	0.94	0.93
PPV	0.29	0.33	0.34	0.35
NPV	0.97	0.96	0.97	0.98
F	0.66	0.66	0.69	0.69
AUC	0.79	0.90	0.83	0.82
GM	0.68	0.61	0.73	0.74

Tabla 5.5: Evaluación de las técnicas de minerías de datos C4.5, RF, CTC y PTS para el conjunto de datos SMOTE(x4).

5.3.3. Interpretación de los resultados obtenidos

En esta sección se describe el mejor árbol de decisión obtenido para cada técnica de *ensemble*; es decir, el correspondiente a C4.5 con SMOTE(x2) (Figs. B.1, B.3, B.4a), CTC con SMOTE(x1) (Fig. 5.13) y PTS con SMOTE(x4) (Figs. B.2, 5.14, B.4b) para aquellos meses en los que se detectan monzones extremos. El más sencillo y fácil de interpretar es el CTC con SMOTE(x1) (Fig. 5.13). En este caso, dependiendo del mes, cobra relevancia un determinado predictor para la ocurrencia de monzones extremos. Como ya se comentó en la sección 5.3.1, las frecuencias de ocurrencia de monzones intensos más altas se registran en los meses de septiembre y agosto. En concreto, en agosto tiene lugar un monzón intenso si el valor del WNPDI en junio es superior a 36.7 (se predicen 59 monzones extremos, 8 de ellos de forma incorrecta) en agosto. En cambio, es el valor del índice de El Niño Modoki el que determina la ocurrencia de monzones extremos en septiembre. De esta manera, si $EMI_{m3} > -0.35$ se predicen 81 monzones intensos (5 de ellos incorrectamente). En julio, la ocurrencia de monzones extremos depende del valor de EN3.4 en el mes anterior y del año que estemos considerando; mientras que en octubre el criterio depende del valor de WNPDI en la primavera anterior.

Los árboles generados con C4.5 y PTS presentan mayor complejidad que el anterior y, por ello, se analizarán los meses por separado. En el mes de

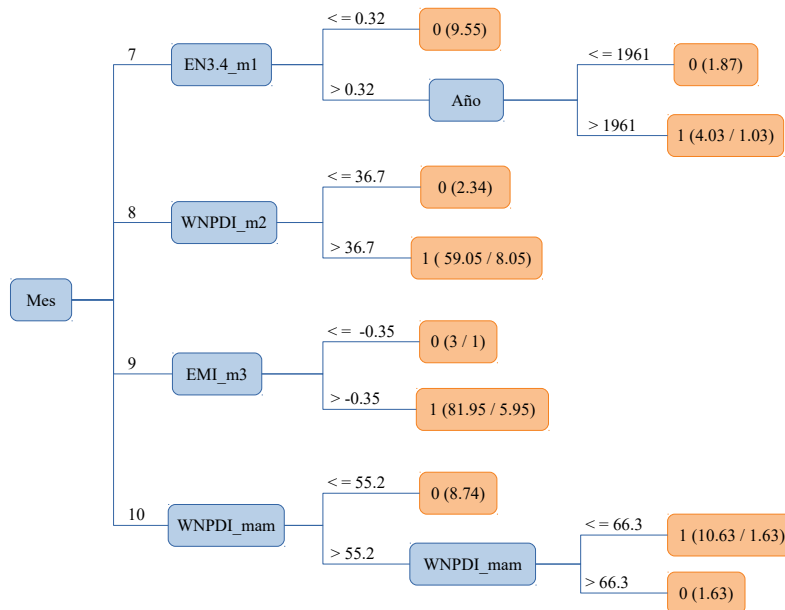


Figura 5.13: Árbol de decisión construido a partir de la técnica CTC para el conjunto de datos SMOTE(x1). Los rectángulos azules, o nodos internos, indican los predictores mientras que los naranjas, o nodos “hoja”, señalan si el monzón es extremo (1) o no extremo (0). Entre paréntesis se indica el número de casos bajo cada rama y el número de predicciones erróneas en caso de que las hubiera.

agosto, el primer criterio para la ocurrencia de monzones extremos en ambos modelos depende del valor del WNPDI en los dos meses previos (Figs. B.1 y B.2). A continuación, aparecen varios criterios en los que está involucrado el valor de EMI en la estación o meses previos. Llamativamente, este predictor lleva a la ocurrencia del 81.6 % de los monzones extremos en agosto de acuerdo al modelo PTS. En dicho caso, la ocurrencia de los mismos depende de los valores del WNPDI, EMI y EN3.4 a partir del año 1953 (Fig. B.2). Sin embargo, los predictores PDO e IOD aparecen como criterio de clasificación en sólo una ocasión en el modelo de PTS y C4.5, respectivamente; conllevando, además, a la ocurrencia de un número bajo de monzones intensos.

En el mes de septiembre, el valor del DMI aparece como tercer criterio tras el EMI. En concreto, el 76 % de los monzones extremos identificados por C4.5 cumple las siguientes condiciones: $-0.39 < \text{EMI}_{s1} \leq 0.47$, $\text{DMI}_{m5} \leq 0.17$ y $-0.68 < \text{EN3.4}_{m1} \leq 0.64$ (Fig. B.3). Los mismos predictores intervienen en la ocurrencia del 86 % de monzones extremos en el modelo de PTS (Fig. 5.14). En ambos casos, un valor del DMI bajo o negativo junto con $\text{EMI} > 0$

contribuye a un monzón intenso, lo que es consistente con los resultados de Feng y Chen (2014).

Finalmente, en el mes de octubre los árboles se simplifican y predominan los criterios basados en WNPDI la primavera anterior y los indicadores de ENSO la estación o meses previos (Figs. B.4).

En general, se ha obtenido que la historia previa del monzón y las condiciones de EMI en los meses previos a un monzón son determinantes a la hora de que éste sea extremo, lo que es consistente con la bibliografía (Weng et al., 2007; Weng et al., 2011). Por otra parte, conviene resaltar que el resto de oscilaciones climáticas consideradas en el análisis también aparecen en los árboles de decisión. Por ejemplo, ENSO es predictor en todos los modelos, siendo el criterio más importante en la ocurrencia de monzones intensos en julio y octubre. En cambio, la PDO tiene un efecto más residual y sólo aparece en ramas secundarias del modelo PTS, afectando al 5 % de monzones extremos.

Por otra parte, resulta interesante que la mayoría de los predictores están asociados a desfases cortos (una estación o pocos meses antes). Sin embargo, el propio WNPDI y el SOI son buenos predictores para desfases superiores (otoño e invierno del año anterior). Esto refleja la complejidad de los procesos involucrados en los mecanismos de conexión del WNPSM y las condiciones climáticas sobre el resto de los océanos Pacífico e Índico.

En resumen, no existe un modelo predictivo perfecto en el sentido de que sea un buen clasificador y, a la vez, produzca un árbol de decisión sencillo y representativo de la clase de interés. Sin embargo, las similitudes en los criterios de clasificación identificados por los tres modelos (RF, CTC y PTS) en combinación con C4.5 y su consistencia con la literatura, respaldan la relación entre monzones extremos y los patrones climatológicos considerados. Además, los árboles de decisión proporcionan un rango de valores de cada predictor para la ocurrencia de eventos extremos. Esto supone un valor añadido con respecto a otro tipo de análisis, que suelen considerar sólo la fase de un patrón climático concreto como predictor principal.

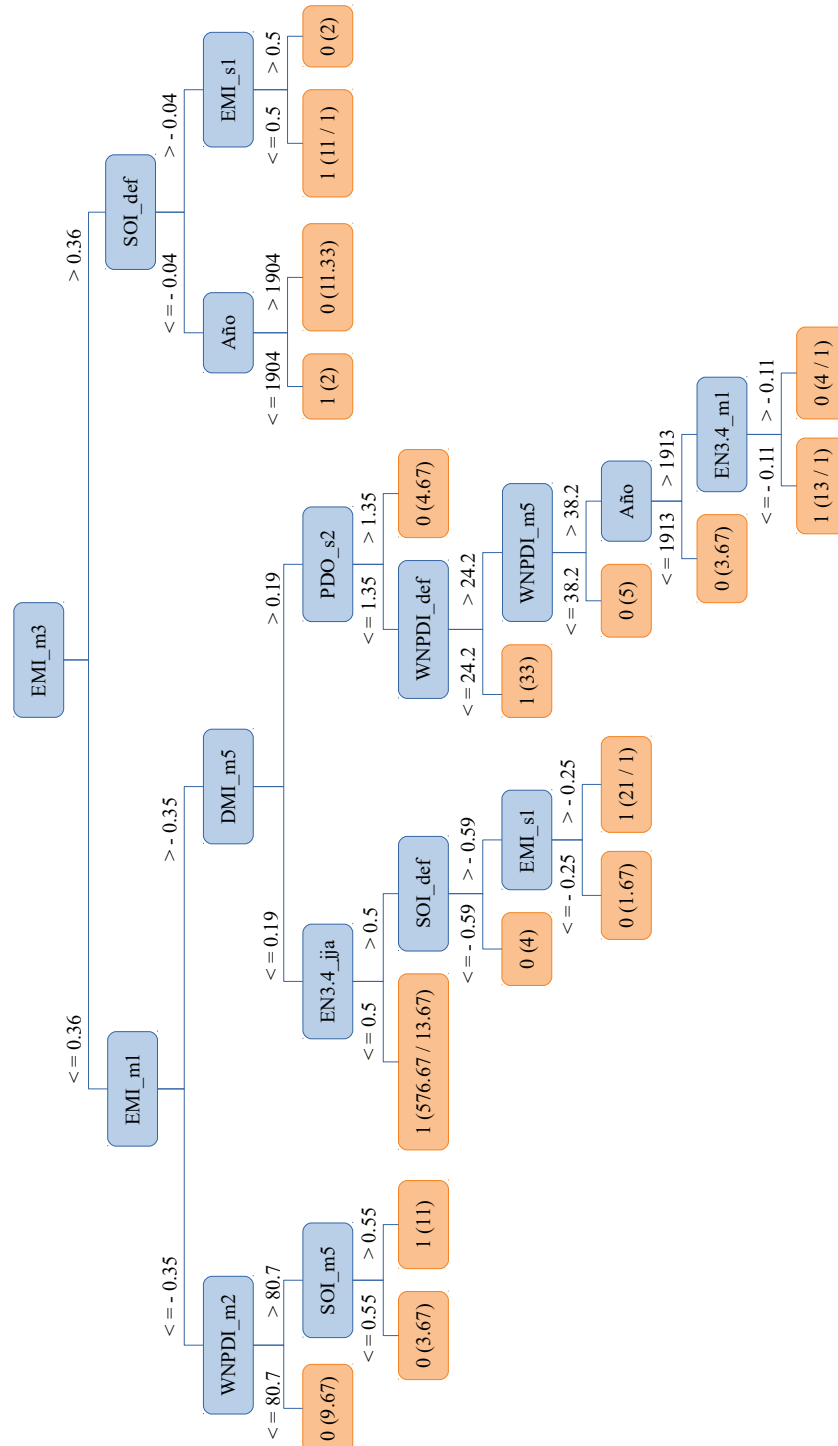


Figura 5.14: Árbol de decisión construido a partir del clasificador PTS para el conjunto de datos SMOTE(x4) y el mes de septiembre. Los rectángulos azules, o nodos internos, indican los predictores mientras que los naranjas, o nodos “hoja” señalan si el monzón es extremo (1) o no extremo (0). Entre paréntesis se indica el número de casos bajo cada rama y el número de predicciones erróneas en caso de que las hubiera.

Capítulo 6

Análisis estacional del WNPSM

El índice WNPDI nos ha permitido conocer varios regímenes del WNPSM así como su relación con el clima global desde principios del siglo XX (Capítulo 5). Sin embargo, a partir de un índice mensual no resulta posible determinar las fechas de inicio y fin de la estación monzónica. En consecuencia, ha sido necesario generar un nuevo índice análogo al WNPDI pero a escala diaria, el Monsoon Daily Directional Index (MDDI). La ventaja principal del MDDI con respecto a otros índices utilizados para determinar el inicio del WNPSM es que ha sido calculado exclusivamente a partir de medidas de dirección de viento, lo que permite su extensión temporal hacia el pasado. Con la cobertura actual de ICOADS (v3.0) la serie del MDDI comienza a principios del siglo XX, doblando la longitud de las series actuales de *onset* del WNPSM.

En general, y consistentemente con el caso mensual, el MDDI adquiere valores altos durante la estación monzónica y bajos en otro caso. Por esta razón, en el presente trabajo el inicio (fin) del monzón se ha establecido cuando el índice supera (queda por debajo de) cierto umbral (Sección 3.2.1). Por otra parte, en algunos años se observan caídas abruptas del índice entre las fechas de *onset* y *withdrawal*. Estos periodos de debilitamiento son conocidos como *breaks* del monzón (ver definición en la sección 3.2.2) y están asociados a una reducción de la precipitación. Con el fin de ilustrar los diferentes tipos de evolución del WNPSM, la figura 6.1 muestra la serie temporal del MDDI en los años 1954 (a), 1961 (b), 1987 (c) y 2000 (d). El año 1954 se caracterizó por un monzón corto, que tuvo lugar desde finales de julio (día 219 del año) hasta principios de noviembre (día 316). Durante ese año, no se produjo ningún *break*. La ausencia de este fenómeno también fue el caso del año 1961 (Fig. 6.1 b), pero en este ejemplo el monzón comenzó antes (mediados de junio) y terminó hacia finales de octubre. La figura 6.1 c muestra

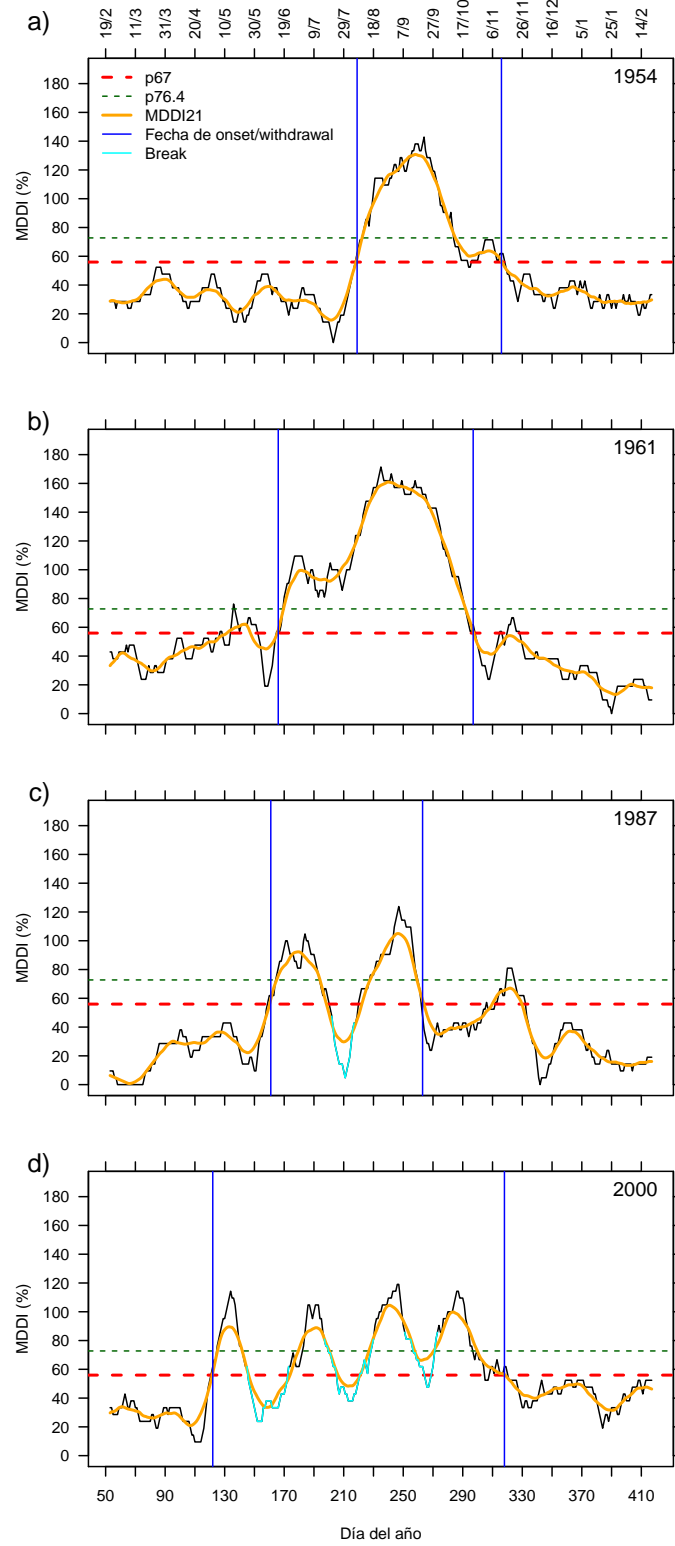


Figura 6.1: Evolución diaria del MDDI para los años: 1954 (a), 1961 (b), 1987 (c) y 2000 (d). La línea naranja indica la media móvil del índice considerando una ventana de 21 días. Las líneas discontinuas horizontales marcan los umbrales para definir la estación monzónica, cuyas fechas de inicio y fin se marcan con las líneas verticales. Los *breaks* están resaltados con líneas de color celeste. Para más detalles, ver sección 3.2.

el caso típico de un monzón caracterizado por un solo *break*, evidenciado por una caída fuerte del MDDI a finales de julio. En este año (1987), el índice revela un inicio y fin de la estación monzónica bastante tempranos (mitad de junio y mitad de septiembre, respectivamente). Finalmente, en el año 2000 tuvo lugar un monzón multi-break (Fig. 6.1 d). En este ejemplo, tras un inicio prematuro del monzón (principios de mayo), el MDDI muestra tres mínimos que cumplen el criterio para ser clasificados como *breaks* (centrados en los días 159, 213 y 262, respectivamente), seguidos por un fin del monzón tardío a mediados de noviembre. En definitiva, la figura 6.1 refleja la alta variabilidad interanual de la estación monzónica en el noroeste del Océano Pacífico.

Como ya se comentó en la sección 1.1, el *onset* (*withdrawal*) del WNPSM se desplaza progresivamente hacia el este (oeste) de su dominio (Fig. 1.1). Una situación similar ocurre con otros monzones. Por ejemplo, las precipitaciones asociadas al ISM comienzan en Kerala, situada en el sur de la India, y se desplazan hacia el norte del país, proceso que puede tener hasta un mes de duración. Sin embargo, la fecha que se suele asignar convencionalmente al inicio del ISM es única y se corresponde con el *onset* en Kerala (Ordóñez et al., 2016). Por el contrario, en el caso del WNPSM no se define una fecha única de inicio del monzón, sino que suele tratarse de manera local; es decir, el *onset* en una localización dada se asocia, por ejemplo, al inicio de las lluvias monzónicas en dicho lugar (Zhang, 2010; Zeng y Lu, 2004). En el presente trabajo, para establecer el inicio del WNPSM se ha adoptado un enfoque similar al que se suele utilizar para el ISM. En este sentido, se ha asignado una única fecha de inicio del monzón basada en el establecimiento completo de la circulación monzónica en toda la cuenca oceánica a la que afecta. Análogamente, se han determinado la fecha de fin del WNPSM y sus *breaks*.

A continuación, se analizará la variabilidad interanual de las fechas de inicio y fin del monzón así como la de sus *breaks* durante el periodo 1949-2014. La razón para elegir este periodo es que se dispone de datos diarios de precipitación con los que validar las fechas del monzón determinadas a partir del MDDI. Posteriormente, se extenderá el análisis a la primera mitad del siglo XX.

6.1. Fechas de inicio y fin del WNPSM en el periodo 1949-2014

La metodología desarrollada en la sección 3.2.1 ha permitido determinar las fechas de *onset* y *withdrawal* del WNPSM. La evolución anual de estas fechas a lo largo del periodo 1949-2014 se muestra en la figura 6.2 a. Ambas

series muestran tendencias negativas en este periodo aunque no son estadísticamente significativas. En cambio, su variación interanual sí es más evidente, especialmente en el caso del *onset*. En este sentido, se ha detectado una variación de, aproximadamente, dos meses en la fecha de inicio del monzón con respecto al año siguiente en casi un tercio de los casos. Además, la variabilidad de la fecha de *onset* presenta una amplitud superior a la de *withdrawal* (desde principios de mayo hasta principios de agosto y desde octubre a noviembre, respectivamente). La distribución de frecuencias de ambas fechas en sus respectivos rangos es tal que el monzón tendió a terminar entre el 13 y el 17 de octubre, mientras que su inicio no muestra una fecha recurrente (Fig 6.2 b). Con respecto a la duración de la estación monzónica (número de días entre las fechas de inicio y fin del monzón), la situación más frecuente corresponde a una duración entre 130 y 150 días (24.11 %), seguida por los intervalos: 90-110 días (19.71 %), 150-170 días (18.21 %) 70-90 días (13.53 %) y 110-130 días (10.59 %). El resto de intervalos no supera el 7 % (Fig. 6.12).

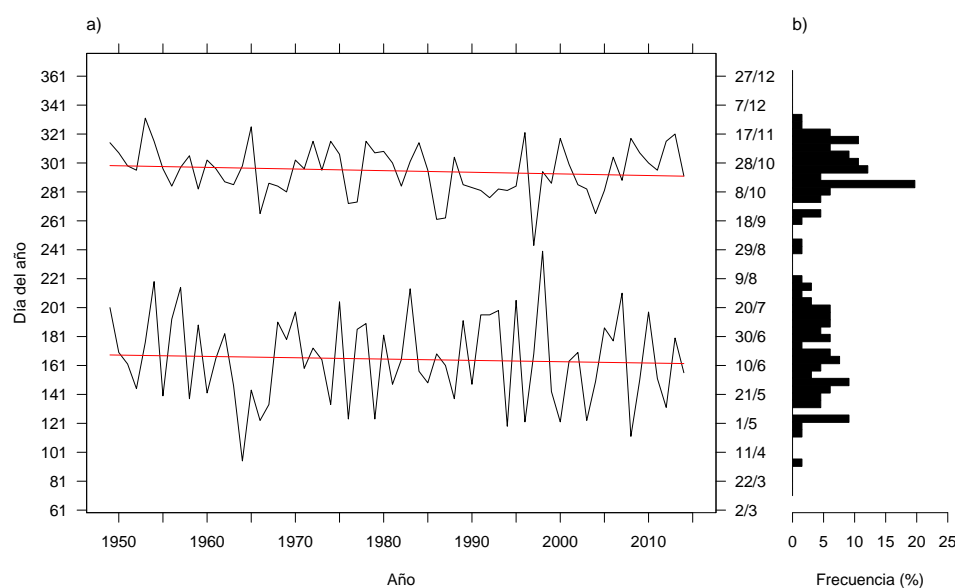


Figura 6.2: Evolución anual de las fechas de inicio y fin del WNPSM (a) y su frecuencia, considerando intervalos de 5 días (b) para el periodo 1949-2014.

La alta variabilidad interanual del *onset* del WNPSM ya había sido descrita en estudios previos (p.ej. Lau y Yang, 1997; Wang y Wu, 1997; Wu y Wang, 2000). Sin embargo, los rangos de fechas para el inicio del monzón estimados por estos autores son inferiores a los encontrados en el presente estudio (Yan, 1997; Wu y Wang, 2000). Esta diferencia, posiblemente, se deba al hecho de que estos autores tratan las fechas del monzón a escala local. Además, la fecha de *onset* determinada por índices basados en precipitación,

SST o viento pueden discrepar en algunos años debido a que los cambios en esas variables asociados al monzón no siempre son simultáneos (He et al., 2017). Por el contrario, las fechas de *withdrawal* determinadas a partir del MDDI sí son bastante similares a las de estudios previos (Wang y Xu, 1997; Zeng y Lu, 2004; Zhang, 2010; Kajikawa y Wang, 2012).

Con el fin de evaluar la señal en la precipitación asociada a las fechas de inicio y fin del WNPSM, se han calculado las diferencias de composites de anomalías de precipitación diaria entre los días 5 a 10 posteriores y previos a las fechas de *onset* y *withdrawal* (Fig. 6.3). En este caso se ha evaluado sólo el periodo 1951-2007 por ser el disponible en los datos de precipitación diaria de APHRODITE.

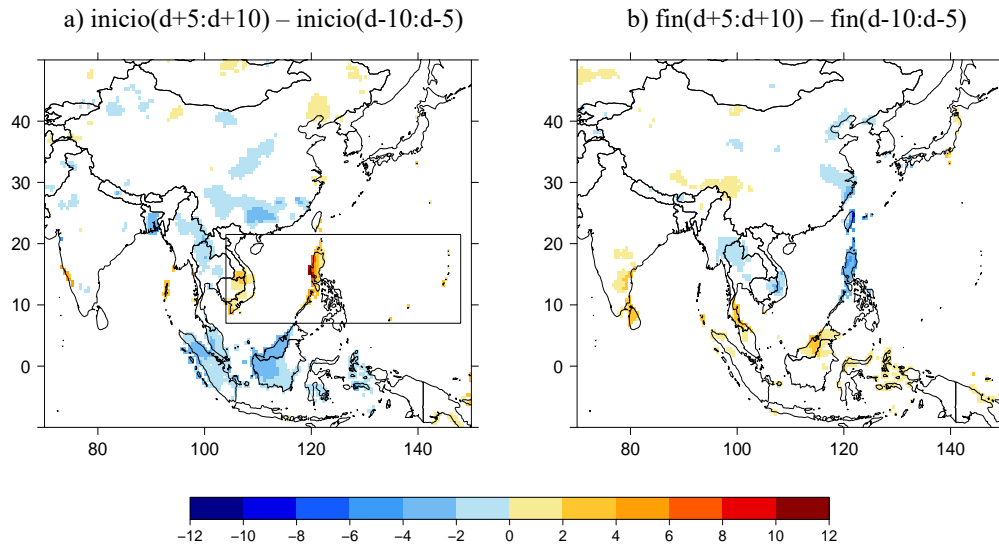


Figura 6.3: Diferencia de composites de anomalías de precipitación diaria ($\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$) correspondientes a los días 5 a 10 posteriores menos los 5 a 10 previos a la fecha de inicio (a) y fin (b) del WNPSM durante el periodo 1951-2007. Sólo se muestran las diferencias estadísticamente significativas ($p < 0.05$). El rectángulo en la figura “a” indica la zona de influencia del WNPSM.

Tras el inicio del monzón, se observa un incremento de la precipitación en las Islas Marianas, el sudeste de Indochina y el norte de Filipinas, donde se alcanzan aumentos de $12 \text{ mm}\cdot\text{día}^{-1}$ en la parte más occidental (Fig. 6.3 a). En cambio, la precipitación disminuye en Malasia, Sumatra y Borneo, lo que es consistente con el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical hacia el norte durante el verano boreal. En relación a la fecha de fin del

monzón, los mayores cambios de precipitación se vuelven a localizar en el norte de las Islas Filipinas, con una reducción de hasta $6 \text{ mm} \cdot \text{día}^{-1}$ una vez finalizado el monzón (Fig. 6.3 b). También se produce una reducción de precipitación en la confluencia de Vietnam, Camboya y Laos. En cambio, la precipitación aumenta en Malasia hasta $4 \text{ mm} \cdot \text{día}^{-1}$. En base a estos resultados, se puede establecer el área de influencia del WNPSM como el rectángulo de la figura 6.3a. La diferencia con respecto al dominio establecido por Wang y LinHo (2002) en la figura 1.1 es la zona de Indochina oriental, que estos autores identificaron como zona de transición entre el ISM y el WNPSM.

Cabe mencionar que se realizaron composites con diferentes intervalos de días (1-5, 5-10, 10-15 y 1-10) previos y posteriores a las fechas de interés. Tanto en el caso de *onset* como *withdrawal*, los patrones obtenidos en cada caso fueron similares a los de la figura 6.3 salvo en la magnitud de las anomalías (a medida que el intervalo se distancia en el tiempo de las fechas de inicio o fin, mayor es la diferencia en precipitación). Finalmente, se eligió el intervalo 5-10 días por representar un buen equilibrio entre la magnitud de las anomalías y la distancia a la fecha de interés.

6.1.1. Variabilidad interanual del inicio y fin del monzón

Es ampliamente conocido que la variabilidad de las SST en el Océano Pacífico tropical modula significativamente la evolución del monzón. La mayoría de los estudios se ha centrado en la influencia de ENSO en las fechas de inicio y fin del monzón (p.ej. Wu y Wang, 2000; Zhang, 2010 y Luo y Lin, 2017). Sin embargo, recientemente se ha revelado la fuerte conexión entre El Niño Modoki y el WNPSM (Weng et al., 2007; Weng et al., 2011; Lee et al., 2014; Vega et al., 2018). Por tanto, en el presente estudio se ha evaluado la influencia de ambos fenómenos, el Niño y el Niño Modoki (representados por los índices EN3 y EMI, respectivamente), en las fechas de *onset* y *withdrawal* del WNPSM así como en su duración. Para ello, se ha realizado un análisis de correlación considerando una ventana móvil de 31 años, de manera que el valor de correlación asignado a un año dado Y corresponde al valor del coeficiente de correlación de Pearson considerando el periodo desde $Y-15$ hasta $Y+15$. Con el fin de cubrir la evolución de los eventos ENSO previo y posterior al monzón, se han incluido desfases estacionales desde el año previo hasta el que sigue al monzón. De esta manera, las estaciones indicadas como “estación-1” (“estación+1”) en la figura 6.4 hacen referencia a las estaciones del año previo (posterior) al año en que se desarrolla el WNPSM.

Con respecto a la influencia de El Niño en las fechas del monzón, las anomalías de SST positivas (negativas) en la región EN3 desde el verano previo (JJA-1) hasta la primavera simultánea al monzón (MAM) se corresponden

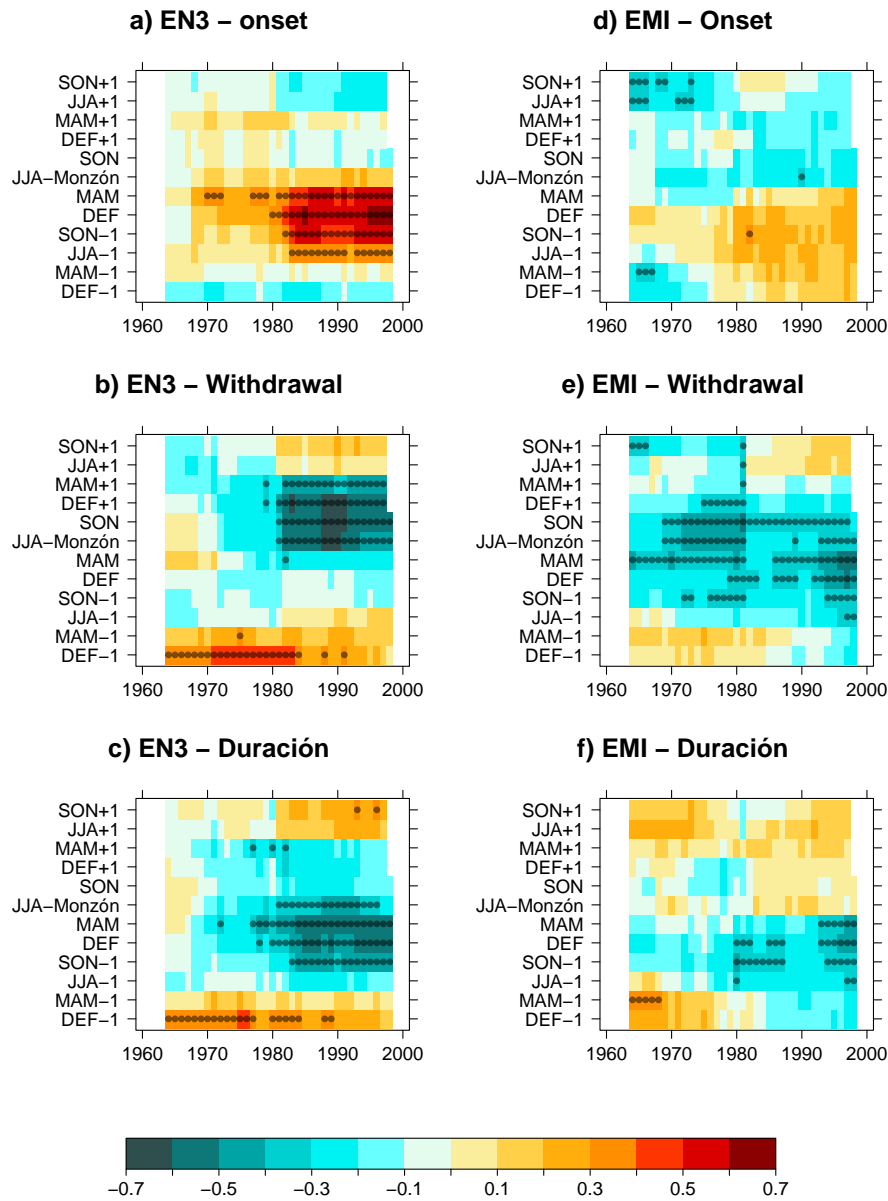


Figura 6.4: Correlación móvil entre el índice estacional EN3 y la fecha de inicio (a), fin (b) y duración (c) del WNPSM durante el periodo 1949-2014. (D), (e) y (f) igual pero para EMI. Se han considerado una ventana móvil de 31 años y diferentes desfases estacionales que comprenden desde el año previo hasta el siguiente al monzón. Los años en el eje de abscisas corresponden al año central de la ventana móvil. Los coeficientes de correlación estadísticamente significativos ($p < 0.05$) se indican con un punto.

con inicios tardíos (adelantados) del WNPSM (Fig. 6.4 a). De forma similar, la figura 6.4 b indica que el monzón tiende a terminar antes (después) cuando las anomalías de SST son positivas (negativas) desde verano (JJA) hasta la primavera siguiente (MAM+1). Así, un evento El Niño en el invierno previo al WNPSM tendería a retrasar su fecha de *onset*, mientras que un Niño en el invierno posterior estaría asociado a un *withdrawal* adelantado. Por el contrario, una Niña en el invierno previo al monzón supondría un adelanto del mismo, mientras que un *withdrawal* tardío tendría lugar antes de una Niña. Por otra parte, el WNPSM tuvo una menor (mayor) duración con condiciones El Niño (La Niña) desde el otoño previo (SON-1) hasta el verano simultáneo al monzón (JJA), tal y como indica la figura 6.4 c. Estos resultados son consistentes con los de Wu y Wang (2000), Zhang (2010) y Luo y Lin (2017) para sus respectivos periodos de estudio. Sin embargo, las figuras 6.4 a-c revelan que esas relaciones no fueron estables en el periodo 1949-2014, sino más débiles antes de 1980.

Por otra parte, el inicio del WNPSM no parece estar modulado por El Niño Modoki (Fig. 6.4 d). En cambio, valores positivos (negativos) del EMI desde primavera (MAM) hasta otoño (SON) están asociados con un adelanto (retraso) del fin del monzón, especialmente en la década de 1970 (Fig. 6.4 e). Esta relación es algo más débil pero más estable que la correspondiente a ENSO a lo largo del periodo de estudio. Con respecto a la duración del monzón, se observa una tendencia de monzones más largos (cortos) con valores del EMI negativos (positivos) desde el verano (JJA-1) hasta la primavera (MAM) previos al monzón a partir de la década de 1980 (Fig. 6.4 f).

6.2. Periodos de debilitamiento o *breaks* del WNPSM en el periodo 1949-2014

Como se vio en la figura 6.1, la evolución de la estación monzónica en el noroeste del Océano Pacífico es muy variable interanualmente, pudiéndose detectar periodos de debilitamiento o *breaks* en algunos casos (Fig. 6.1 c y d). La figura 6.5 a muestra la evolución anual de los días clasificados como días de monzón inactivo en el periodo 1949-2014. Como se indicó anteriormente, el número anual de *breaks*, conjunto de días de monzón inactivo consecutivos, del WNPSM es variable. De acuerdo con el MDDI, el caso más frecuente es el de monzones con sólo un *break* (38.42 %; Fig. 6.16 a) aunque pueden detectarse incluso hasta 3 o 4 eventos por año, lo que representa casi el 10 % de los casos. No obstante, el segundo caso más frecuente (28.95 %) es el de monzones sin días inactivos. En general, los *breaks* del WNPSM tienen lugar entre junio y finales de septiembre, siendo las fechas más frecuentes desde mediados de agosto hasta principios de septiembre y desde finales de junio

a mediados de julio (Fig. 6.5 b). En cuanto a la duración de estos eventos, oscila entre 11 y 46 días, aunque el 55 % de los casos duró entre 20 y 30 días (Fig. 6.16 b).

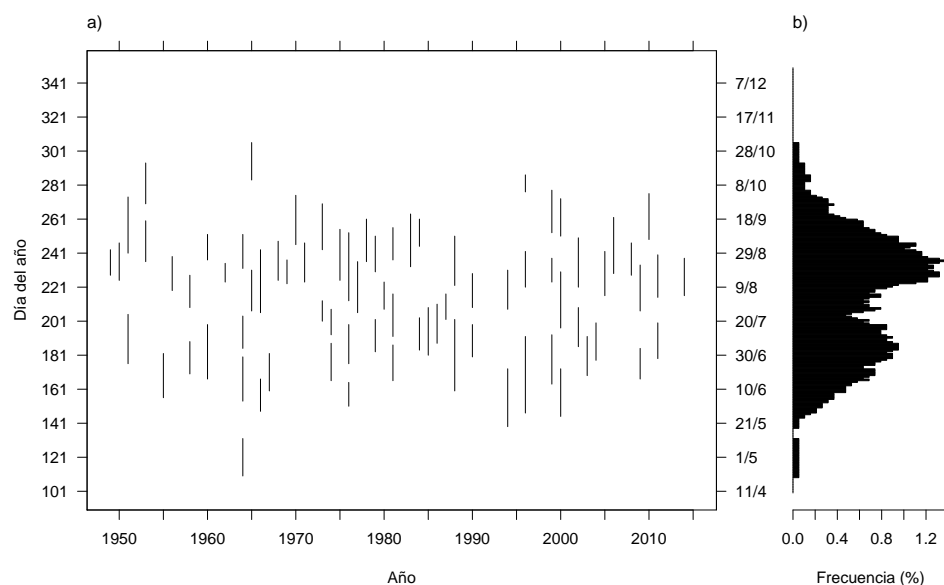


Figura 6.5: Días inactivos del WNPSM (a) y su frecuencia (b) durante el periodo 1949-2014.

A fin de evaluar el impacto en precipitación de los días de *break*, la figura 6.6 muestra la diferencia de composites de anomalías de precipitación diaria entre días de monzón activo e inactivo a lo largo del periodo 1951-2007. Dado que los patrones de anomalías de precipitación para días de monzón activo e inactivo son en gran parte opuestos, su diferencia resalta la señal correspondiente a los días de monzón activo. En este sentido, los colores rojizos (azulados) de la figura 6.6 indican una mayor (menor) cantidad de precipitación en días de monzón activo en comparación con los inactivos. Las máximas diferencias en precipitación (12 mm-día^{-1}) se localizan en el norte de las Islas Filipinas y la costa occidental de la India. También se detectan diferencias positivas en India central, la costa de Birmania y el este de la península Indochina. Por el contrario, la precipitación disminuye en Indonesia, noreste de la India y Bangladesh, donde se observan diferencias de -8 mm-día^{-1} . En definitiva, los días de monzón inactivo determinados a partir del MDDI están asociados al debilitamiento de la circulación monzónica y a la disminución de la precipitación en la zona afectada por el WNPSM (rectángulo Fig. 6.3 a).

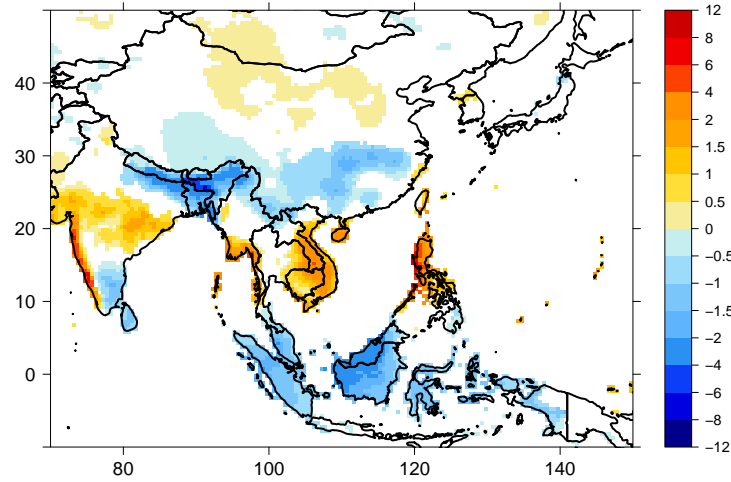


Figura 6.6: Diferencia de composites de anomalías diarias de precipitación ($\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$) entre días de monzón activo e inactivo durante el periodo 1951-2007. Sólo se muestran las diferencias de precipitación estadísticamente significativas ($p < 0.05$).

A continuación, se van a comparar las características de los *breaks* obtenidos a partir del MDDI con los de estudios previos, tanto del WNPSM (Wang y Wu, 1997 y Xu y Lu, 2015, 2018) como del ISM (Gadgil y Joseph, 2003; Joseph y Simon (2005) y Rajeevan et al., 2010).

Con respecto al primero, se ha calculado la densidad de probabilidad de los días de monzón inactivo para el periodo 1975-1994 (Fig. 6.7), correspondiente al del análisis de Wang y Wu (1997). Para ello, se ha empleado la técnica no paramétrica “Estimación de Densidad Kernel” (KDE, por sus siglas en inglés), considerando como función Kernel una gaussiana (Gramacki, 2018). Con respecto a la división del WNPSM en cuatro ciclos de Wang y Wu (1997) (ver Tabla 1.1), los máximos relativos de la densidad de probabilidad coinciden con las fases secas de Wang y Wu (1997) a excepción del cuarto ciclo, correspondiente a la retirada del monzón. Dentro de esas fases secas, Wang y Xu (1997) identificaron dos *breaks* en los periodos del 5 al 9 de julio y del 3 al 7 de septiembre, respectivamente. Por tanto, las fechas más frecuentes de *breaks* del WNPSM determinadas a partir del MDDI son coherentes con las de Wang y Wu (1997) y Wang y Xu (1997) para el periodo común. Sin embargo, si consideramos el periodo 1949-2014 (Fig. 6.5), se observa que los máximos de frecuencia de días de monzón inactivo se desplazan con respecto a esos valores climatológicos, especialmente desde finales

a mediados de agosto, solapándose con la fase húmeda del ciclo III (Tabla 1.1).

A diferencia de Wang y Wu (1997) y Wang y Xu (1997), que identificaron los *breaks* del WNPSM en función de los cambios de OLR en la región 120°-140°E, 10°-20°N; Xu y Lu (2015) consideraron la región 140°-160°E, 10°-20°N. Como resultado, estos autores sólo detectaron un *break* del monzón a principios de agosto, que se retrasó hasta mediados de dicho mes en la década de 2000 (Xu y Lu, 2018). Estas fechas también aparecen como días de monzón inactivo en la figura 6.5b; sin embargo, la primera decena de agosto no es la de mayor acumulación de *breaks*. En conclusión, la metodología desarrollada en esta tesis doctoral permite identificar los *breaks* del WNPSM en todo su dominio (Fig. 1.1) y no en regiones particulares como las de los estudios de Wang y Wu (1997) y Xu y Lu (2015).

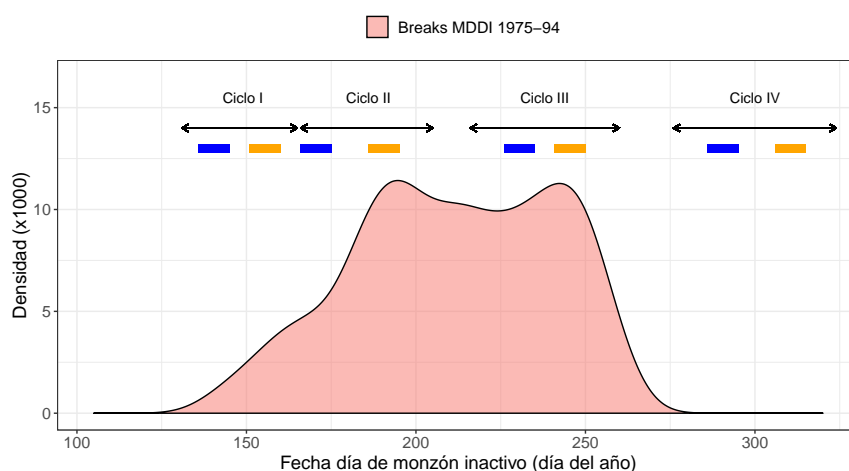


Figura 6.7: Densidad de probabilidad de los días de *break* del WNPSM para el periodo 1975-1994. Las líneas azul y naranja representan las fases húmeda y seca, respectivamente, de los ciclos del monzón determinados por Wang y Wu (1997) para el mismo periodo.

En relación al número de eventos, como ya se comentó en la sección 1.3, depende estrechamente de la definición de los mismos. De esta manera, el MDDI muestra que la circulación atmosférica asociada al WNPSM puede debilitarse hasta en cuatro ocasiones a lo largo de la estación; en cambio, los escasos estudios que tratan directamente con los *breaks* de este monzón no consideran más de dos eventos al año (Xu y Lu, 2015; Wang y Xu, 1997). Esta diferencia podría deberse, además, al tipo de datos utilizado en la definición. Por ejemplo, para identificar los *breaks* del ISM, tradicionalmente se han utilizado los patrones de presión y viento en niveles bajos aunque en las últimas décadas también se han desarrollado definiciones basadas en

datos de precipitación (Gadgil y Joseph, 2003 y Rajeevan et al., 2010). Con estas tres variables se han podido detectar cuatro, e incluso cinco, *breaks* del ISM por estación. Además, estas definiciones muestran que el *break* no es, necesariamente, un fenómeno anual. Nuestra metodología revela que esta característica también es propia del WNPSM (de acuerdo con el MDDI, el 28.95 % de los años no presentaron *break*). Sin embargo, esto no se ha conocido hasta ahora debido al uso de datos de OLR en la identificación de los *breaks*, que establece al menos un evento por año. En ocasiones, dichos eventos podrían corresponderse con periodos de monzón activo algo más débiles (Rajeevan et al., 2010).

Por otra parte, el tipo de datos utilizados en la definición de los *breaks* también influye en la duración de los mismos. Por ejemplo, la duración típica de los *breaks* determinados a partir del MDDI (varias semanas) es consistente con la de los *breaks* del ISM definidos a partir del viento en 850 hPa por Joseph y Simon (2005). Sin embargo, las definiciones basadas en datos de precipitación u OLR tienden a establecer eventos más cortos, en torno a 5 días, tanto para el WNPSM (Xu y Lu, 2015; Wang y Xu, 1997) como para el ISM (Gadgil y Joseph, 2003; Rajeevan et al., 2010). Estos *breaks* son de carácter más local y no necesariamente están asociados a cambios de la circulación monzónica.

A raíz de la variación de la fecha de los *breaks* del WNPSM encontrada al comparar los resultados de la figura 6.5 con la bibliografía, se ha llevado a cabo un análisis de su variabilidad decadal. Para ello, se ha calculado la densidad de probabilidad por décadas de la fecha de los días de monzón inactivo determinados por el MDDI a lo largo del periodo 1950-2014 (Fig. 6.8). Durante las tres primeras décadas, la distribución de los *breaks* es bimodal, es decir, existen dos periodos con alta probabilidad de que los días sean de monzón inactivo (Fig. 6.8 a). El segundo modo es el dominante y está centrado, aproximadamente, en el 25 de agosto (día 237) en los tres casos. Por el contrario, el primer modo experimenta una variación decadal. En concreto, el máximo de dicho modo se da el 29 de junio (día 180) en la década 1950, se adelanta hasta el 20 de junio en la siguiente década para retrasarse hasta el 15 de julio en la década de 1970. Por tanto, la fecha de máxima ocurrencia del primer *break* en el periodo 1950-1979 oscila entre mediados de junio y mediados de julio. El periodo 1980-1999 supone un cambio en la distribución de las fechas de ocurrencia de los *breaks*, siendo ahora el primer modo, el correspondiente a junio-julio, más frecuente que el segundo (Fig. 6.8 b). Especialmente llamativo es el caso de la década de 1980, cuando, además, ambos modos retrasan sus fechas de máxima ocurrencia (finales de julio y principios de septiembre, respectivamente). A partir del año 2000, la distribución de los días inactivos vuelve a cambiar, siendo más frecuente el segundo *break*. Con respecto a la fecha de máxima ocurrencia de los *breaks*

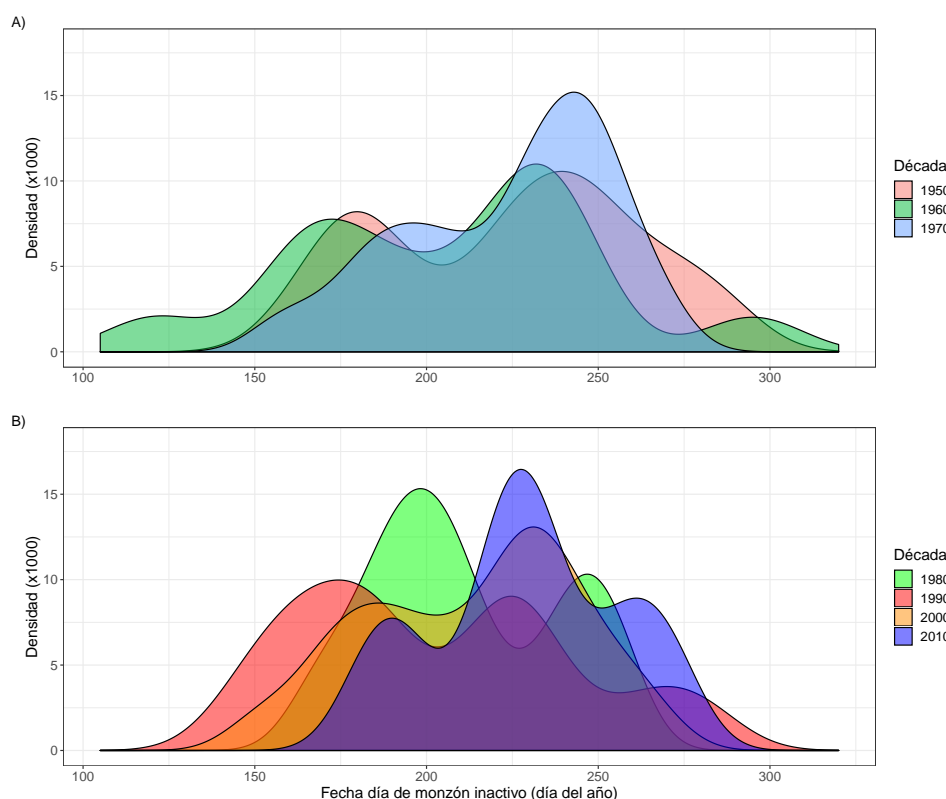


Figura 6.8: Densidad de probabilidad de la fecha de los días de monzón inactivo por décadas a lo largo del periodo 1950-2014.

durante el periodo 1980-2014, también se observa una variación decadal en ambos modos. De esta manera, el primer *break* ocurría entre finales de junio y mediados de julio y el segundo, entre mediados de agosto y principios de septiembre.

Xu y Lu (2018) también identificaron un cambio decadal en la fecha de su *break* en 2002-2003. Así, el fenómeno ocurría a principios de agosto en el periodo 1979-2002, mientras que se retrasaba hasta mediados del mismo mes en el periodo 2003-2011. A pesar de las diferencias entre los *breaks* de estos autores y los identificados a partir del MDDI, la figura 6.8 b muestra cierta consistencia entre ambos estudios. Considerando sólo los modos dominantes de cada década, se observa que en la década 1980 el modo está centrado en la mitad de julio (día 197); mientras que se retrasa a mediados de agosto (día 228) en el periodo 2000-2014.

6.2.1. Influencia de los *breaks* del WNPSM en los ciclones tropicales en el periodo 1949-2013

Como se comentó en la sección 1.3, las trayectorias de los TC en el noroeste del Océano Pacífico están moduladas en gran medida por la dinámica del WNPSM, especialmente mediante la ocurrencia de *breaks* (Wang y Wu, 1997; Xu y Lu, 2016). Por tanto, es interesante analizar las diferencias en la circulación atmosférica durante los días de monzón activo e inactivo determinados por el MDDI y su relación con la trayectoria de los TC.

En las figuras 6.9 a y b se muestran, respectivamente, los composites de anomalías diarias de SLP y viento en superficie en días de monzón activo e inactivo durante el periodo 1949-2013. Dicho periodo se corresponde con el de la base de datos de TC del *Joint Typhoon Warning Center*. Durante los días de monzón activo, se observan una circulación anómala ciclónica y anomalías negativas de SLP en la zona 110°-140°E, 10°-28°N, región central del dominio del WNPSM. Por el contrario, dicha región está caracterizada por anomalías de SLP positivas y una circulación anómala anticiclónica durante los días de monzón inactivo. Además, en este caso se aprecia una circulación ciclónica al este de Japón (Fig. 6.9 b). Estos patrones de circulación atmosférica podrían condicionar la trayectoria de los TC en el noroeste del Océano Pacífico durante la estación monzónica.

Las figuras 6.9 c y d muestran el número de TC por día de monzón activo e inactivo (en %), respectivamente, que pasan por cada celdilla de 5°x5°. En el primer caso, se observa una acumulación de TC en la región 110°-130°E, 15°-20°N, justo entre los dominios D1 y D2 en los que se calcula el MDDI (Fig. 6.9 c). Sin embargo, el paso de TC en dicha zona disminuye en los días de monzón inactivo, aumentando al sur de Corea (Fig. 6.9 d). Además de las diferentes zonas de acumulación de TC en días de monzón activo/inactivo, existe una diferencia en cuanto al número de TC en cada celdilla. En este sentido, durante los días de monzón activo se alcanzan máximos en torno al 8 %, mientras que en los días de monzón inactivo no se supera el 5 % de TC por celdilla. Para facilitar la comparación, la figura 6.9 e muestra la diferencia del número de TC entre días de monzón activo e inactivo. Las diferencias mayores se localizan en el Mar del Sur de China y el Mar de Filipinas, alcanzándose máximos próximos al 5 % en la celdilla situada en la costa de Vietnam. En este sentido, el patrón de diferencias sugiere que los TC se desplazan cuasi zonalmente hacia el norte del Mar del Sur de China durante los días de monzón activo. En cambio, las trayectorias de los TC son más meridionales durante los *breaks* del WNPSM, lo que es evidenciado por el aumento de TC en áreas al sur de Japón, Corea del Sur y al norte de las Islas Marianas (145°-150°E, 20°-35°N; Fig. 6.9 e).

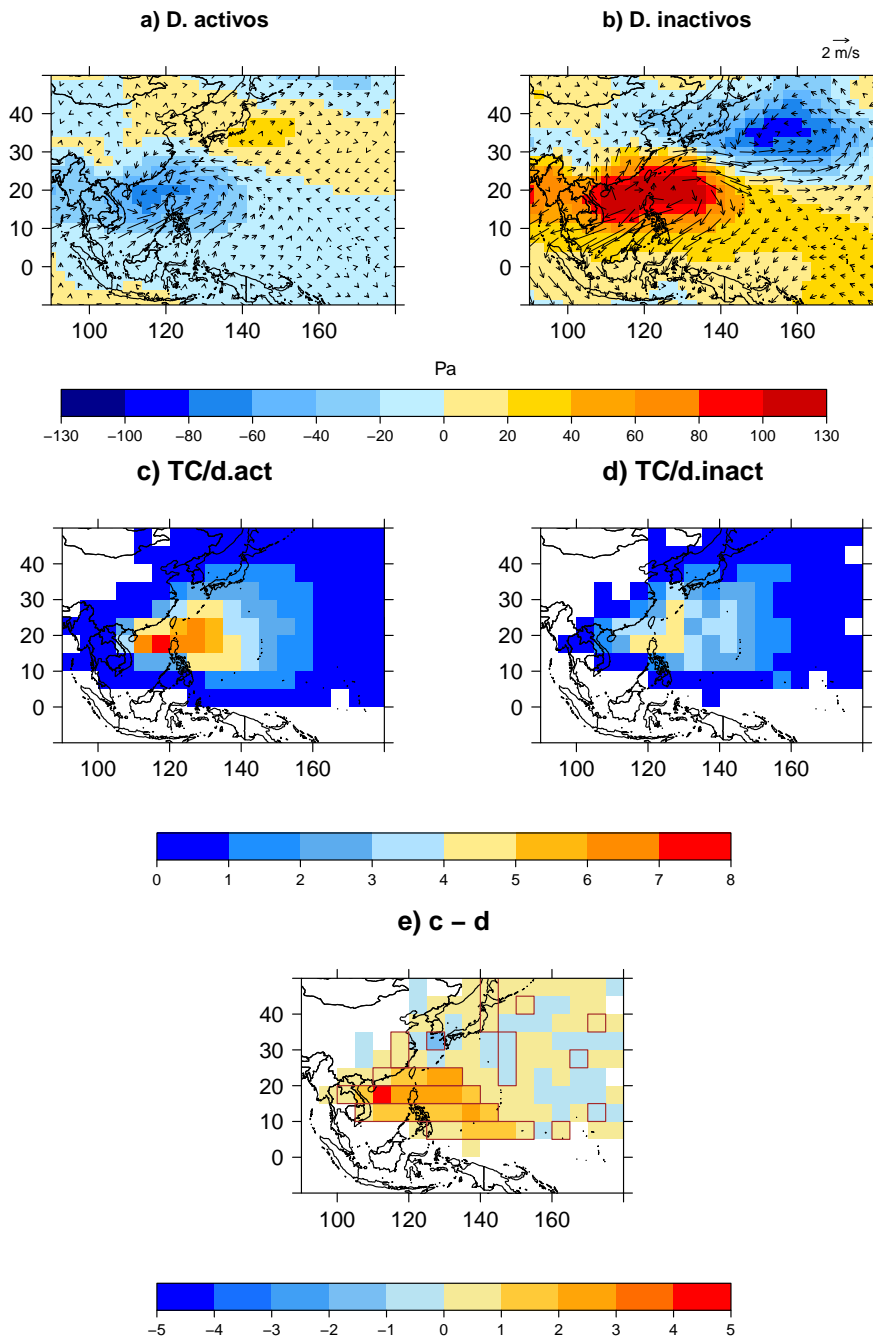


Figura 6.9: Composites de anomalías diarias de SLP (Pa) y viento al nivel $\sigma=0.995$ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en días de monzón activo (a) e inactivo (b) durante el periodo 1949-2013. Distribución espacial (en % y rejilla de $5^\circ \times 5^\circ$) del número de TC en días de monzón activo (c) e inactivo (d) y su diferencia (e) para el mismo periodo. Las celdillas con contorno en (e) indican las diferencias estadísticamente significativas ($p < 0.05$).

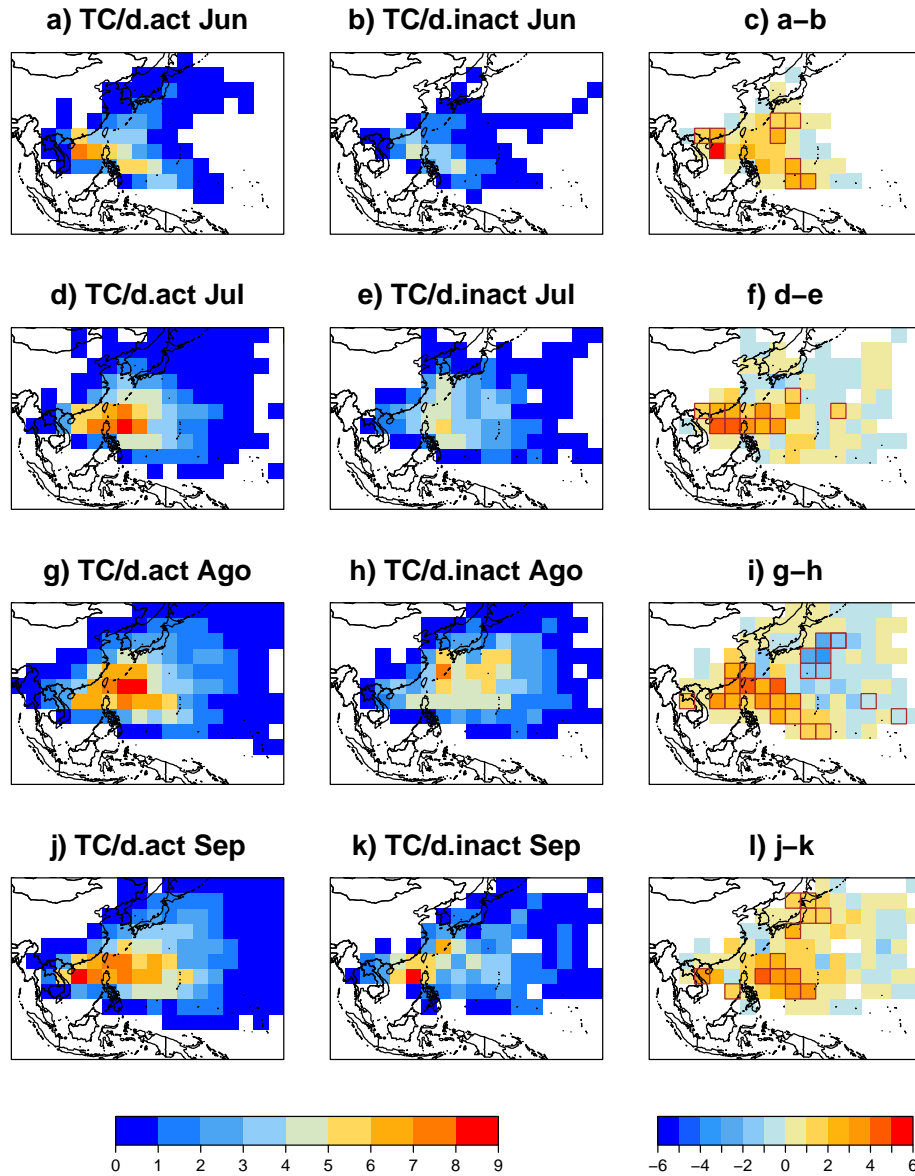


Figura 6.10: Distribución espacial (en % y rejilla de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$) del número de TC en días de monzón activo (columna izquierda) e inactivo (columna central) y su diferencia (columna derecha) para junio, julio, agosto y septiembre durante el periodo 1949-2013. Las celdillas con contorno en (c), (f), (i) y (l) indican las diferencias estadísticamente significativas ($p < 0.05$).

En el análisis anterior, se ha considerado el conjunto de días de monzón activo e inactivo independientemente de su fecha. Sin embargo, la evolución estacional de las SST podría condicionar tanto el número como la zona de formación de los TC. Por tanto, se ha realizado el mismo análisis de la figura 6.9 c-e a escala mensual (Fig. 6.10). En este caso, se han considerado los meses desde junio hasta septiembre ya que son aquéllos en los que ocurren *breaks* con mayor frecuencia. Durante los días de monzón activo, todos los meses presentan una acumulación de TC en el Mar del Sur de China y Mar de Filipinas (Fig. 6.10, columna izquierda). Las diferencias entre meses residen en la localización del máximo de TC y la extensión de la zona de acumulación de los mismos. Por ejemplo, en julio y agosto el máximo se encuentra en el Mar de Filipinas, mientras que en junio y septiembre se traslada al Mar del sur de China. Además, agosto es el mes con una zona de acumulación de TC superior al 7% por celdilla más extensa, cubriendo desde el norte de Filipinas hasta el sur de Japón. Con respecto a los días de monzón inactivo, se encuentran más diferencias a escala mensual (Fig. 6.10, columna central). Por ejemplo, el número de TC por día de monzón inactivo y por celdilla supera el 5% en agosto y septiembre, localizándose en las regiones 125°-130°E, 20°-35°N; 140°-145°E, 20°-35°N y sur de China-norte de Filipinas, respectivamente. Las figuras 6.10 c, f, i y l muestran las diferencias del número de TC en días de monzón activo e inactivo para cada uno de los meses. Los casos más interesantes son julio y agosto, cuando se observan trayectorias de TC más meridionales en días de monzón inactivo (celdillas de color azul). En agosto, la acumulación de TC en cada tipo de día es más marcada y estadísticamente significativa. En este sentido, los TC se concentran en la diagonal entre el sur de las Islas Marianas y China oriental en los días de monzón activo, mientras que durante los inactivos se acumulan al sudeste de Japón. En julio, sin embargo, solo es estadísticamente significativa la diferencia de concentración de TC en la región 105°-135°E, 15°-25°N en los días de monzón activo.

Los cambios en las trayectorias de los TC en función de la fase del WNPSM ya habían sido analizados anteriormente (Wang y Wu, 1997 y Xu y Lu, 2016), pero desde una perspectiva diferente a la considerada en esta sección. En concreto, estos autores analizaron las trayectorias de los TC en periodos fijos establecidos a partir de cambios climatológicos en OLR. Como se indicó en la sección 1.3, Wang y Wu (1997) dividieron la estación monzónica en cuatro ciclos climatológicos, cada uno de ellos con su fase húmeda y seca (ver Tabla 1.1). En esta sección, la figura 6.7 mostró que las fases secas determinadas por esos autores son consistentes con los resultados derivados del MDDI para el periodo común (1975-1994). Sin embargo, al considerar el periodo 1949-2013 se han identificado días de monzón inactivo dentro de las fases húmedas climatológicas de Wang y Wu (1997). Por otra parte, Xu

y Lu (2016) compararon tres etapas de la estación monzónica, siendo la intermedia (3 - 8 de agosto) la correspondiente al *break*. En cambio, el MDDI indica que dicho periodo inactivo no fue especialmente frecuente, como sí es el caso de los días desde el 9 al 18 de agosto (Fig. 6.5), que Xu y Lu (2016) consideraron como activos.

Dado que existe una gran variabilidad interanual tanto en número de *breaks* por estación como en su fecha de ocurrencia (Fig. 6.5), no es posible hacer una comparación directa entre los resultados de la figura 6.10 y los de los dos estudios previos. No obstante, existen similitudes entre los distintos estudios. Por ejemplo, la distribución de TC durante la fase húmeda del ciclo III de Wang y Wu (1997) (14 - 23 de agosto) es muy similar a la de los días de monzón activo de agosto (Fig. 6.10 g). Además, el patrón de TC durante la fase seca del mismo ciclo (29 de agosto - 7 de septiembre) podría ser una combinación de las figuras 6.10 h y k, con la recurvatura de las trayectorias de los TC en dirección noreste a partir de 25°N propia de agosto y la acumulación de TC en el Mar del Sur de China en septiembre (ver Sec. 1.3 Fig. 1.3 d). Por otra parte, los TC tienden a seguir la ruta este de Filipinas-Taiwán durante la fase húmeda del ciclo II de Wang y Wu (1997) (ver Sec. 1.3 Fig. 1.3 a), comportamiento observado en los días de monzón activo de junio de acuerdo al MDDI (Fig. 6.10 a).

Por otra parte, Xu y Lu (2016), que definieron los *breaks* del WNPSM en función de cambios en la OLR en una parte más oriental del dominio del monzón, encontraron los mayores cambios en la densidad de TC durante sus días de *breaks* al este de 140°E. En concreto, detectaron una acumulación (reducción) de TC en la región 140°-155°E, 27.5°-37.5°N (140°-160°E, 12.5°-25°N). Ese aumento de TC podría ser compatible con los resultados para agosto de acuerdo al MDDI (Fig. 6.10 g-i). Las diferencias entre ambos estudios con respecto a la región sur se deben, principalmente, al método de clasificación de los días de *break*.

6.3. Evolución de la estación monzónica durante el periodo 1903-1940

La posibilidad de contrastar la variabilidad del registro diario del MDDI con datos observados de precipitación ha permitido, en la sección anterior, comprobar la capacidad del nuevo índice para determinar tanto las fechas de inicio y fin del monzón, como los periodos de debilitamiento o *breaks*. Para periodos anteriores a 1951 no existen datos de precipitación diaria observada con la calidad de los contenidos en APHRODITE como para realizar un estudio similar. Sin embargo, sí se dispone de suficientes observaciones de dirección de viento como para extender la serie del MDDI a periodos anteriores a 1951 (Fig. 3.1). De hecho, existe una cantidad de datos similar en el periodo 1920-1940 que a partir de los 2000 (superando de media las 40

observaciones diarias en D1 y 80 en D2). De esta manera, se han podido generar por primera vez las series de las fechas de *onset*, *withdrawal* y *breaks* del WNPSM en la primera mitad del siglo XX.

En esta sección se amplía, por tanto, el análisis de las fechas de inicio y fin del WNPSM así como las características de sus *breaks* a la primera mitad del siglo XX, de forma análoga a la de la Secciones 6.1 y 6.2. Cabe mencionar que los años 1900-1902, 1904 y 1941-1948 han sido excluidos del análisis de acuerdo a los criterios establecidos en la sección 3.2 para el cálculo del MDDI y al requisito añadido de no tener más de un 3 % de valores *missing* del mismo a lo largo del año.

6.3.1. Inicio y fin del WNPSM

La evolución de las fechas de inicio y fin del WNPSM a lo largo del periodo 1903-1940 se muestra en la figura 6.11. A diferencia de la segunda mitad del siglo XX, la fecha del *onset* fue menos variable, especialmente a partir de 1924, concentrándose en la primera parte del mes de mayo. En concreto, la fecha más frecuente de inicio del monzón durante este periodo fue del 7 al 11 de mayo. En comparación con el periodo 1949-2014, el monzón tendió a terminar algo más tarde, entre finales de noviembre y finales de diciembre. Sin embargo, en nueve casos el índice MDDI no cumplió la condición de finalización del monzón hasta pasado el fin del año, lo que indica que la circulación compatible con una alta actividad monzónica en el Pacífico Occidental fue especialmente persistente durante dicho periodo. En concreto, la evolución del MDDI en los años 1921 y 1938 fue tal que, tras el inicio del monzón, el valor del índice MDDI filtrado (MDDI21) no cruzó el umbral p67 hasta pasado el 31 de diciembre (21 de abril de 1922 y 28 de marzo de 1939). Este comportamiento del índice diario es compatible con el periodo de monzones persistentemente intensos en el periodo 1918-1948 que se encontraba con el índice mensual (Fig 5.1) y con las evidencias indirectas que apuntan a una circulación más zonal en el Pacífico Occidental en dichos años (Fu y Fletcher, 1988; Fu et al., 1999). Al margen de estos casos, un 62.19 % de los monzones del periodo 1903-1940 tuvo una duración de entre 170 y 210 días, que es superior a la duración media de la estación monzónica a partir de 1949 (Fig. 6.12).

A continuación y siguiendo la sección 6.1.1, se analizará la influencia de ENSO y El Niño Modoki en las fechas de inicio y fin del monzón durante el periodo 1903-1940. Sin embargo, este periodo es corto para llevar a cabo el análisis de correlaciones móviles de la sección 6.1.1. En consecuencia, se ha realizado un análisis mediante *boxplots* en función de las fases de cada oscilación, comparando los periodos 1903-1940 y 1976-2013. La razón de elegir este último periodo es que tiene una longitud igual a la del primero y,

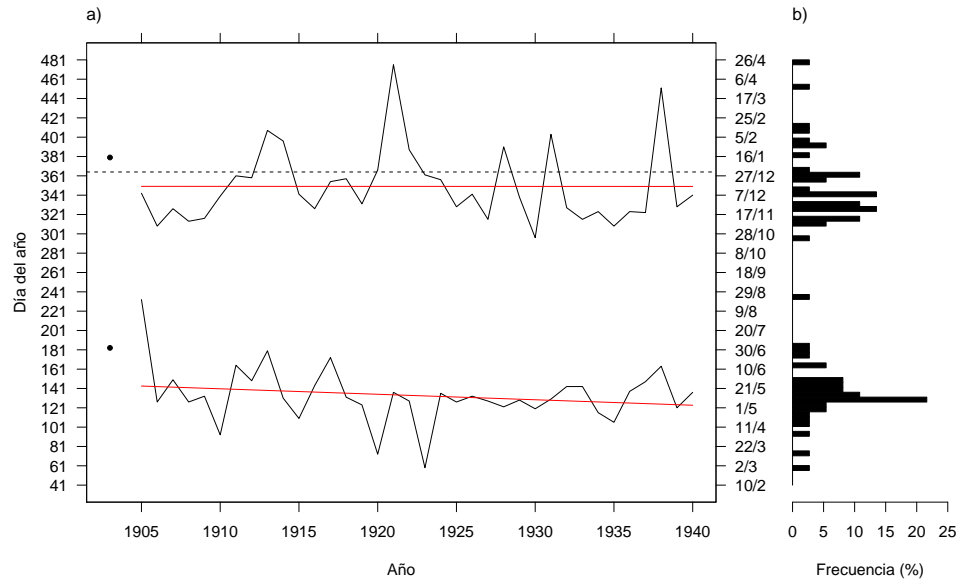


Figura 6.11: Igual que Fig. 6.2 pero para el periodo 1903-1940.

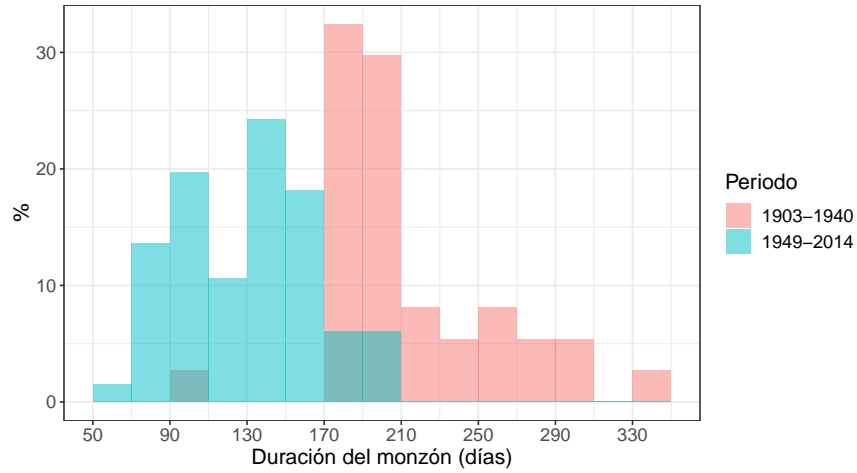


Figura 6.12: Histograma de frecuencias de la duración del WNPSM en los periodos 1903-1940 (rosa) y 1949-2014 (azul).

además, la relación WNPSM-ENSO es más intensa (Fig. 6.4 a-c).

El criterio considerado para la clasificación de eventos ENSO ha sido el mismo que en la sección 5.2.1, propuesto por Chou et al. (2003). Por tanto, aquellos años en los que $EN3_{DEF} > 0.9^{\circ}\text{C}$ ($EN3_{DEF} < -0.9^{\circ}\text{C}$) fueron clasificados como El Niño -EN- (La Niña -LN-). De esta manera, se obtuvieron 5 años EN en ambos periodos. En cambio, el número de años LN aumentó de

3 a 6 en el periodo más reciente. Conviene aclarar que, de acuerdo con los resultados de la figura 6.4, se han analizado las fechas de *onset* posteriores a eventos ENSO y fechas de *withdrawal* previas a dichos eventos.

Con respecto a El Niño Modoki, se han establecido como años de fase positiva (EMIp) aquéllos en los que $EMI_{SON} > 0.7\sigma$ (umbral considerado por Ashok et al., 2007). De la misma manera, los años de fase negativa de El Niño Modoki (EMIn) corresponden a aquéllos en los que $EMI_{SON} < -0.7\sigma$. Con estos criterios, se obtuvieron 4 EMIp y 5 EMIn en el periodo 1903-1940, mientras que a lo largo de 1976-2013 el número de años ascendió a 13 y 11, respectivamente.

La figura 6.13 muestra los *boxplots* correspondientes a la fecha de *onset*, *withdrawal* y duración del WNPSM en función de la fase de ENSO y de los periodos 1903-1940 y 1976-2013. En cuanto al inicio del monzón, la fase de ENSO resulta determinante en el periodo 1976-2013, como ya sugería la figura 6.4 a. En los años EN la fecha media de *onset* se localiza en torno al 19 de julio (día 200), mientras que en años LN el monzón se adelantó en promedio unos 60 días. Sin embargo, la fase de ENSO parece no haber influido en el inicio del monzón a lo largo del periodo 1903-1940, cuando la fecha media de *onset* se sitúa en la segunda quincena de mayo, independientemente de la fase de esta oscilación. En este periodo tampoco se ha encontrado relación entre la fase de ENSO y el fin del monzón, que tuvo lugar, en promedio, entre finales de noviembre y principios de diciembre (Fig. 6.13 b). Este fin de la estación es considerablemente más tardío que en el periodo 1976-2013, en el que sí se observa un comportamiento diferente del monzón dependiendo de ENSO. En concreto, el monzón terminó, en promedio, después del 31 de octubre (día 304) en años LN. En cambio, el *withdrawal* se adelantó durante años EN unos 18 días de media. Estas diferencias son menores que en el caso del *onset*. La figura 6.13 c muestra monzones de larga duración (alrededor de 200 días), independientemente de la fase de ENSO, en el periodo 1903-1940. Esto parece deberse, principalmente, a un fin tardío de la estación monzónica. Por el contrario, la duración de los monzones en el periodo 1976-2013 estuvo estrechamente relacionada con la fase de ENSO. En este sentido, los monzones tendieron a ser más cortos en años EN (alrededor de 90 días) que en años LN (en torno a los 150 días).

Con respecto a la modulación de las fechas del WNPSM por parte de El Niño Modoki, no se han encontrado diferencias significativas en su inicio en función de la fase de la oscilación, como ya adelantaba la figura 6.4 d, ni tampoco del periodo analizado (Fig. 6.14 a). De forma similar al caso de ENSO, la figura 6.14 b muestra que el fin del monzón tuvo lugar a finales de diciembre en el periodo 1903-1940, independientemente de la fase de El Niño Modoki. Sin embargo, en las décadas más recientes el monzón tendió a terminar unos 18 días antes en años EMIp respecto de los EMIn. Además, se

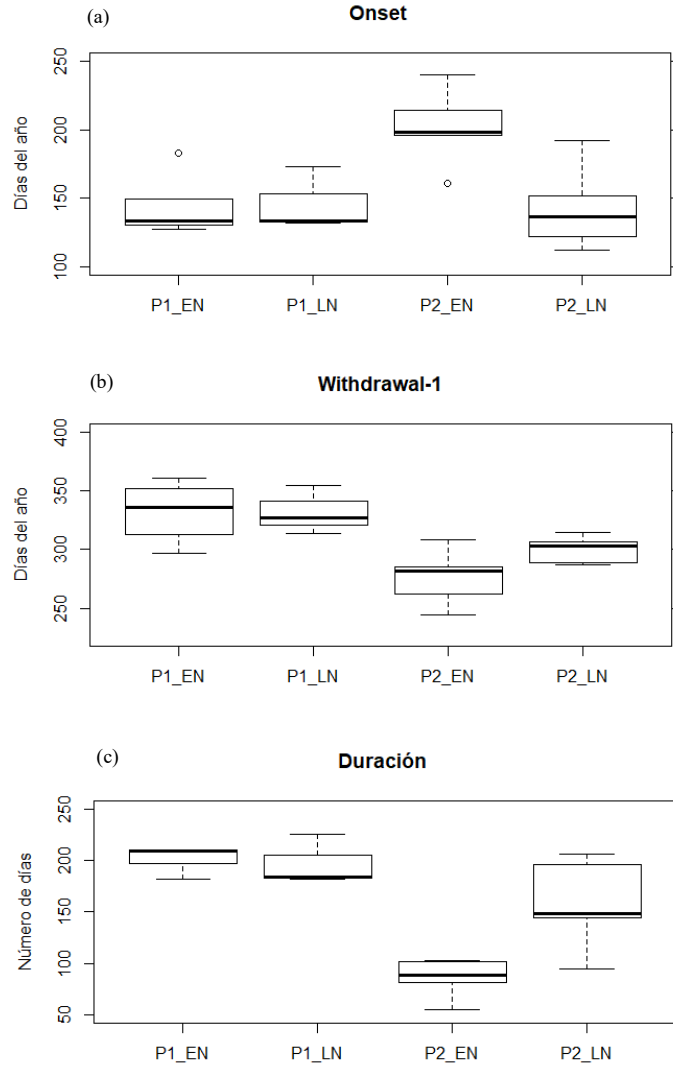


Figura 6.13: Boxplot de las fechas de *onset* (a) y *withdrawal* (b) y duración (c) del WNPSM en años El Niño (EN) y La Niña (LN) durante los periodos 1903-1940 (P1) y 1976-2013 (P2). En el caso de la fecha del fin del monzón, se ha considerado el evento ENSO del invierno posterior. Para más información sobre el boxplot, ver Anexo C.

observa un adelanto del fin del monzón en el periodo 1976-2013 con respecto a la primera mitad del siglo XX. En concreto, el *withdrawal* se adelantó, en promedio, 71 días en el caso de años EMiP y 35 días en años EMIn. Finalmente, no se han encontrado diferencias en la duración del monzón en

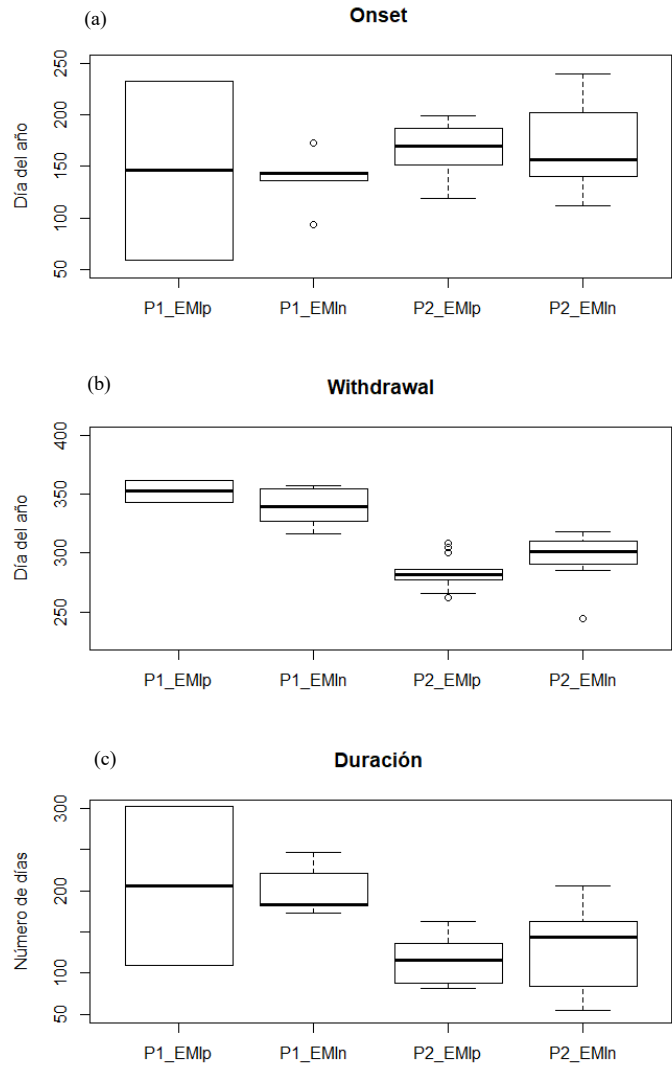


Figura 6.14: Boxplot de las fechas de *onset* (a) y *withdrawal* (b) y duración (c) del WNPSM en años de fase positiva (EMIp) y negativa (EMIn) de El Niño Modoki durante los periodos 1903-1940 (P1) y 1976-2013 (P2).

función de la fase de El Niño Modoki. No obstante, el monzón tuvo, en general, una menor duración en el periodo 1976-2013 que en el 1903-1940 (Fig. 6.14 c).

De acuerdo con los resultados presentados en las figuras 6.13 y 6.14, los cambios encontrados en las fechas de *onset*, *withdrawal* así como en la dura-

ción del WNPSM no parecen estar relacionados con las fases de ENSO ni con las de El Niño Modoki. No obstante, ambas oscilaciones han experimentado cambios a lo largo del siglo XX; por ejemplo, la frecuencia de ocurrencia de eventos. En este sentido, el número de eventos de El Niño Modoki (ambas fases) y La Niña considerados en este análisis es significativamente superior en el periodo 1976-2013 que en el 1903-1940.

6.3.2. *Breaks* del WNPSM

Los resultados de la sección anterior muestran una mayor persistencia de la circulación monzónica en el noroeste del Pacífico durante la primera mitad del siglo XX. A fin de conocer su posible impacto en los *breaks* del WNPSM, se han analizado las características de los mismos de acuerdo a la sección 6.2.

La figura 6.15a muestra los días de monzón inactivo identificados a partir del MDDI durante el periodo 1903-1940. El número de *breaks* en este periodo también osciló entre uno y cuatro; sin embargo, su distribución a lo largo de la estación monzónica cambió (Fig. 6.16a). En este caso, fue más frecuente tener dos *breaks* por estación (39.47%), disminuyendo los casos con uno o ningún evento (31.57% y 23.68%, respectivamente) en relación al periodo 1949-2014. En cambio, la duración preferente de los eventos de ruptura se mantuvo entre los 20 y 30 días (Fig. 6.16b).

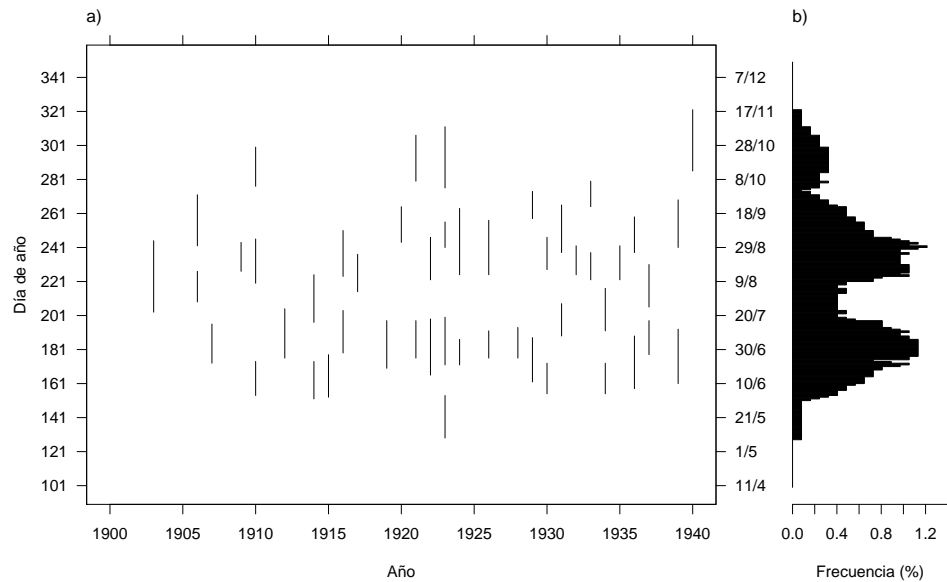


Figura 6.15: Igual que Fig. 6.5 pero para el periodo 1903-1940.

En relación a las fechas de ocurrencia de los *breaks*, de nuevo se han

encontrado los intervalos desde mediados de agosto hasta principios de septiembre y desde finales de junio a mediados de julio como los más recurrentes en toda la estación monzónica (Fig. 6.15b). Sin embargo, la diferencia con respecto al periodo 1949-2014 es el aumento de días inactivos entre final de junio y mediados de julio, que llega incluso a superar a los casos en agosto.

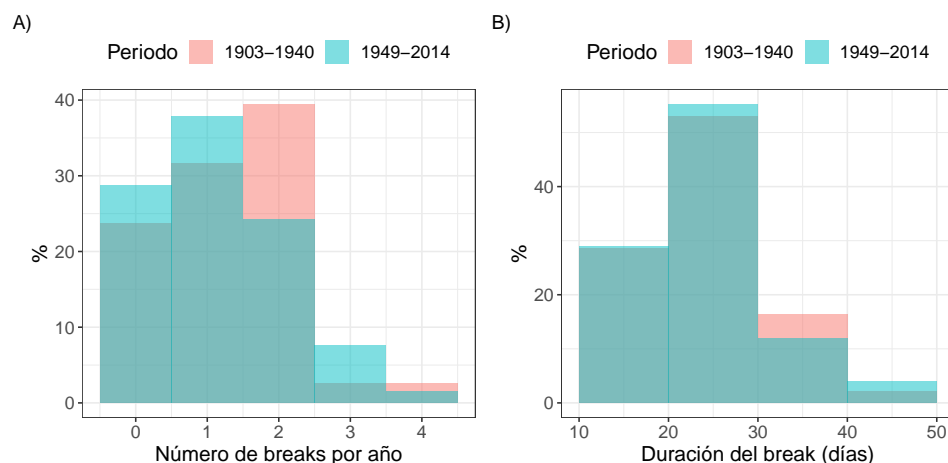


Figura 6.16: Histograma de frecuencias del número de breaks por año (a) y duración de los mismos (b) durante los periodos 1903-1940 (rosa) y 1949-2014 (azul).

Con respecto a la variación decadal de la fecha de los *breaks*, la figura 6.17 muestra cambios en la distribución bimodal de la densidad de probabilidad de los días de monzón inactivo durante el periodo 1903-1939. Así, el primer modo (finales de junio) es el dominante en el periodo 1910-1929; mientras que en las décadas anterior y posterior al mismo, el segundo modo (mediados-finales de agosto) es el más frecuente. Con respecto a la fecha de este último, se observa un retraso hacia finales de agosto a partir de 1920. En cambio, la fecha del primer *break* se adelanta con el paso de las décadas, desde principios de julio en el periodo 1903-1909 hasta mediados de junio en la década de 1930. Además, entre 1910 y 1929 se acumulan más días de monzón inactivo a partir del día 275 (2 de octubre) que en el resto de décadas. Estos resultados son consistentes con los obtenidos para el periodo 1950-2014 (Fig. 6.8), siendo la diferencia principal el aumento de la frecuencia de ocurrencia del primer *break*.

En el análisis de las trayectorias de TC en función de los días de monzón activo/inactivo del WNPSM de la sección 6.2.1 se utilizaron los datos del JTWC, que comienzan en 1949. Actualmente, no existe un conjunto de

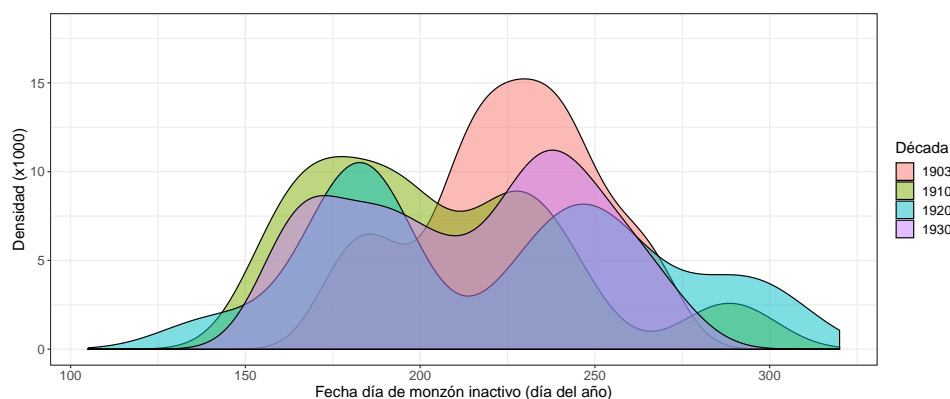


Figura 6.17: Densidad de probabilidad de la fecha de los días de monzón inactivo por décadas a lo largo del periodo 1903-1939.

datos equivalente para la primera mitad del siglo XX. Sin embargo, Hisayuki Kubota digitalizó datos procedentes del *Monthly Bulletin of Philippine Weather Bureau*, proporcionando una base de datos de TC en el noroeste del Océano Pacífico para el periodo 1902-1940 (Kubota, 2009). Las trayectorias de esos TC, que de algún modo afectaron a las Islas Filipinas, se determinaron a partir de observaciones en superficie (viento, presión, temperatura y precipitaciones), tanto en estaciones fijas como en barcos, y de informes de daños en barcos, casas y otras estructuras (Kubota y Chan, 2009). Con estos datos se va a comparar el comportamiento de los TC a lo largo de la estación monzónica en el periodo 1903-1939¹ con los del periodo 1949-2013 (Sec. 6.2.1).

En primer lugar, se observa una disminución importante del número de TC por celdilla tanto en días de monzón activo como inactivo, sin llegar a superar el 4%, con respecto al periodo 1949-2013. No obstante, los TC tienden a describir trayectorias más zonales atravesando el norte de las Islas Filipinas en los días de monzón activo; mientras que suelen desviarse hacia el sur de Japón en los días inactivos. Para facilitar la comparación entre ambas fases del monzón, la figura 6.18 c muestra la diferencia de densidad de TC entre los días de monzón activo e inactivo. En este caso, las diferencias por celdilla son inferiores a las del periodo 1949-2013. De hecho, sólo son estadísticamente significativos los aumentos de TC en el Mar del Sur de China y al sur de las Islas Marianas durante los días de monzón activo y al sur de Corea del Sur y Japón en los días de monzón inactivo. La ausencia de TC al norte de las Islas Marianas en días de monzón inactivo durante este periodo podría

¹Se ha excluido 1940 del análisis por no disponer de datos de TC durante el año completo.

deberse a que la base de datos utilizada en la primera mitad del siglo XX sólo incluye los TC que afectaron a las Islas Filipinas o sus inmediaciones. No obstante, las similitudes encontradas entre ambos periodos, utilizando bases de datos de TC independientes, parece indicar que la relación entre los *break* del WNPSM y el cambio en la trayectoria de los TC se ha mantenido a lo largo de todo el siglo XX.

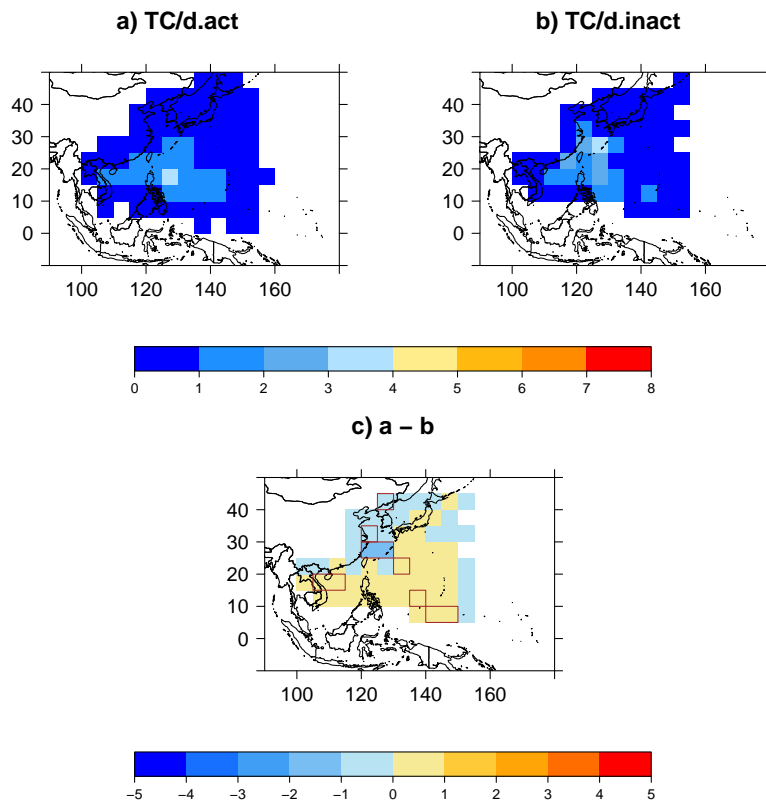


Figura 6.18: Distribución espacial (en % y rejilla de $5^\circ \times 5^\circ$) del número de TC en días de monzón activo (a) e inactivo (b) y su diferencia (c) durante el periodo 1903-1939. Las celdillas con contorno en (c) indican las diferencias estadísticamente significativas ($p < 0.05$).

Parte IV

Conclusiones

Capítulo 7

Conclusiones y perspectivas futuras

El monzón del noroeste del Océano Pacífico (WNPSM, por sus siglas en inglés) ha sido, tradicionalmente, cuantificado mediante la diferencia de viento zonal medio en 850 hPa en las regiones 100°-130°E, 5°-15°N (D1) y 20°-30°N, 110°-140°E (D2) (Wang et al., 2001). Precisamente, el carácter oceánico de este monzón ha limitado su estudio al periodo post-1948. Si bien es cierto que la comunidad científica tiene a su disposición reanálisis que cubren todo el siglo XX (20CR y ERA20C; Compo et al., 2011 y Poli et al., 2016, respectivamente), estos productos son sensibles a la falta y/o escasez de observaciones en ciertas regiones del planeta, principalmente los océanos (Vega et al., 2018; Gómez-Delgado et al., 2019). En consecuencia, los campos meteorológicos en dichas regiones dependen considerablemente de los modelos climáticos involucrados en la asimilación de observaciones previas a 1948. De hecho, las bases de datos de SST que se utilizan para forzar los modelos divergen considerablemente en el noroeste del Océano Pacífico durante el periodo 1903-1930 (Hirahara et al., 2014). Por tanto, es aconsejable tener precaución a la hora de utilizar estos datos en dicha época.

La principal aportación de esta tesis doctoral son dos series instrumentales, a escala mensual y diaria (WNPDI y MDDI, respectivamente), que permiten estudiar diferentes características del WNPSM desde finales del siglo XIX. Esto supone una ampliación de la historia del monzón de unos 50 años, aproximadamente, con respecto a los registros actuales. Para la generación de ambas series se ha utilizado la dirección del viento de la base de datos ICOADS, que incorpora información meteorológica de diarios de navegación históricos conservados en archivos de todo el mundo (Freeman et al., 2017). La razón para elegir exclusivamente la dirección del viento es que permite caracterizar el cambio estacional del régimen de vientos propio del monzón y es la única observación meteorológica puramente instrumental

continua y con características homogéneas disponible en mar abierto antes de la segunda mitad del siglo XX. En definitiva, los nuevos índices del WNPSM son direccionales, es decir, miden los cambios en la frecuencia de vientos del oeste-sudoeste en D1 y del este-sudeste en D2.

En el presente estudio se ha mostrado que el uso exclusivo de observaciones de dirección de viento no sólo es útil para cuantificar la intensidad del monzón, sino que permite capturar detalles de escala más fina como son las fechas de inicio y fin de la estación monzónica y los periodos de debilitamiento o *breaks* de la misma. Además, gracias a la longitud temporal de ambos índices, se han podido analizar la variabilidad multidecadal del monzón y la estabilidad de su relación con diferentes patrones climáticos desde principios del siglo XX. A continuación, se resumen los resultados principales de este trabajo y se presentan varias líneas de investigación futuras.

7.1. Conclusiones principales

7.1.1. Intensidad del monzón

El índice mensual *Western North Pacific Directional Index* (WNPDI), ha permitido cuantificar la intensidad del monzón en verano (JJA) a lo largo del periodo 1898-2014. De esta manera, se ha desvelado la existencia de un periodo caracterizado por la persistencia de monzones intensos en la primera mitad del siglo XX. De hecho, el 46 % de los eventos muy intensos identificados en toda la serie ocurrieron entre 1918 y 1948, incluyendo a los dos monzones más fuertes del siglo XX (1920 y 1937). Este régimen de monzones intensos estuvo asociado a aumentos de precipitación en el norte de las Islas Filipinas y sur de China y una reducción de la misma en el sur de las Islas Filipinas, Camboya occidental, Borneo, Malasia, Japón y centro-este de China.

El monzón no sólo está asociado a la precipitación local sino que, además, puede tener relación con la temperatura del mar en distintas regiones del planeta. En este sentido, se ha evaluado a escala multidecadal la estabilidad de la relación entre el WNPSM y distintos patrones climáticos oceánicos tales como: El Niño, El Niño Modoki, la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y el Dipolo del Océano Índico (IOD) junto a las SST del Mar del Sur de China.

En relación a la teleconexión entre el WNPSM y las SST del Océano Pacífico oriental, se ha confirmado la relación monzón-ENSO conocida hasta ahora (Tanaka, 1997; Wang et al., 2001). Es decir, un WNPSM fuerte (débil) tiende a estar precedido por condiciones La Niña (El Niño) y seguido

por condiciones El Niño (La Niña). Sin embargo, esta relación se invirtió en las estaciones previas al monzón antes de la década de 1960. Siguiendo la metodología de Chou et al. (2003), se ha descubierto que los cambios en la teleconexión sólo tienen lugar en los años en los que finalizan los eventos ENSO. De esta manera, un monzón fuerte (débil) tuvo lugar tras el decaimiento de una Niña (Niño) a partir de los 1970; mientras que antes de 1960, fue precedido por un Niño (una Niña). Es importante hacer notar que se obtuvieron los mismos resultados al considerar diferentes índices de ENSO (El Niño 3, El Niño 3.4 y SOI).

Dado que el SOI está basado en datos de SLP, no parece que los cambios encontrados en la teleconexión WNPSM-ENSO se deban a una tendencia en las SST. No obstante, se ha observado un comportamiento diferente de ENSO a lo largo del siglo XX, es decir, en el periodo 1900-1957 los eventos eran menos intensos y más duraderos que en el periodo 1958-2013. Además, en este último periodo tuvo lugar un mayor número de eventos. Por otra parte, se ha encontrado que la AMO modula estrechamente la teleconexión ENSO_{DEF}-WNPSM_{JJA}, reforzándola (debilitándola) durante su fase positiva (negativa). Las condiciones atmosféricas sobre el Océano Atlántico en invierno también parecen influir pero en sentido contrario, es decir, una alta (baja) variabilidad de la NAO debilitaría (reforzaría) dicha teleconexión.

Con respecto a El Niño Modoki, los resultados muestran que su estrecha relación con el WNPSM descrita en décadas recientes (Weng et al., 2011), se extiende hasta principios del siglo XX. En concreto, la correlación entre ambos permaneció positiva durante cuatro estaciones a partir del monzón de verano, alcanzando el máximo en otoño. En consecuencia, el WNPSM podría considerarse un predictor de El Niño Modoki (EMI). En cuanto a la variabilidad de la relación WNPSM-El Niño Modoki a lo largo de todo el siglo XX, ha sido modulada tanto por la del EMI como por la intensidad de la AMO. De esta manera, una alta (baja) variabilidad del EMI está asociada a un reforzamiento (debilitamiento) de la relación WNPSM-El Niño Modoki. Por el contrario, valores altos (bajos) de la AMO se corresponden con una teleconexión más débil (fuerte).

La PDO muestra una correlación positiva con el WNPSM para todas las estaciones desde principios del siglo XX hasta la década de 1960, momento en que la teleconexión se debilita drásticamente. Esta fecha coincide con el cambio de fase de la AMO y, de hecho, se ha encontrado que la intensidad de este patrón modula estrechamente la relación WNPSM-PDO a lo largo del periodo 1900-2013. En este sentido, la fase positiva (negativa) de la AMO reforzaría (debilitaría) dicha teleconexión. En cambio, la variabilidad de El Niño, El Niño Modoki y NAO en invierno tendrían el efecto contrario, es decir, una alta (baja) variabilidad de estas oscilaciones debilitaría (intensifi-

caría) la relación WNPSM-PDO.

Finalmente, el IOD y la SST del Mar del sur de China no muestran una relación importante con el monzón. En el caso del IOD, la mayor correlación (positiva) con el WNPDI se obtiene en otoño. Sin embargo, la SST del Mar del sur de China simultánea al monzón (JJA) es la que presenta una mayor correlación (negativa) con el mismo. En ambos casos, la relación es inestable a lo largo del periodo 1900-2013.

Conocer la interacción entre el WNPSM y distintos patrones climáticos es fundamental a la hora de predecir el monzón, tan relevante en los sectores agrícola y económico del sudeste asiático. De especial necesidad es la predicción de los eventos muy intensos, que pueden provocar inundaciones y daños severos en las poblaciones. Con el fin de estudiar la posibilidad de predecir estos eventos muy intensos, y gracias a la colaboración del grupo *Data Science and Big Data* de la UPO, se han empleado técnicas de minería de datos considerando varias oscilaciones climáticas en los océanos Índico y Pacífico y el índice mensual WNPDI (Troncoso et al., 2018). En concreto, el árbol de decisión es la técnica que permite interpretar mejor los resultados desde un punto de vista climatológico, proporcionando un rango de valores para cada predictor que se puede asociar con la ocurrencia o no de un evento extremo. Independientemente de la complejidad de los árboles generados por los cuatro algoritmos considerados (C4.5 en solitario y junto con *Random Forest*, *Consolidated Tree Construction* y *Probability Threshold Selector*), éstos coinciden en el papel clave de la historia del propio monzón (WNPDI) y de El Niño Modoki meses antes de la ocurrencia de un monzón muy intenso. ENSO también es un predictor recurrente, tanto en su componente oceánica (EN3.4) como en la atmosférica (SOI). En cambio, la PDO y el IOD sólo aparecen de manera residual en algunos de los árboles, representando pocos eventos extremos. Como ejemplo, el algoritmo PTS predice frecuentemente monzones extremos en septiembre bajo las siguientes condiciones: $EMI_{junio} \leq 0.36$, $EMI_{agosto} \geq -0.35$, $DMI_{abril} \leq 0.19$ y $EN3.4_{JJA} \leq 0.5$.

7.1.2. Estación monzónica

Las fechas de inicio y fin del WNPSM se han determinado mediante el *Monsoon Daily Directional Index* (MDDI), el segundo índice direccional, en este caso diario, generado en el presente estudio. Estas fechas son consistentes con cambios en la precipitación diaria durante el periodo disponible de datos observacionales diarios (1951-2007). Sin embargo, la disponibilidad de datos históricos de dirección de viento ha permitido la extensión de ambas series

hasta principios del siglo XX.

Comparando los periodos 1903-1940 y 1949-2014, se han encontrado diferencias en la variabilidad interanual de las series, la fecha más frecuente de inicio y/o fin del monzón y su duración. En el periodo más reciente, el inicio del monzón fue muy variable, oscilando entre principios de mayo y principios de agosto, sin mostrar una fecha preferente. Por el contrario, el rango de fechas del fin del monzón fue menor (octubre-noviembre), siendo la fecha más frecuente desde el 13 hasta el 17 de octubre. En relación a la duración de la estación monzónica, más del 42 % de los monzones tuvieron una duración de entre 130 y 170 días. Durante el periodo 1903-1940, tanto la serie de *onset* como de *withdrawal* presentan una menor variabilidad interanual que en las décadas más recientes. De esta manera, la fecha de *onset* más frecuente entre 1903 y 1940 fue del 7 al 11 de mayo; mientras que el fin del monzón se retrasó, teniendo lugar entre noviembre y diciembre. Esto implica que la estación monzónica fue apreciablemente más larga en el periodo 1903-1940 que en años posteriores. En concreto, el 62.19 % de los años de este periodo de principios del siglo XX tuvo un monzón con una duración de entre 170 y 210 días.

La variabilidad interanual de las fechas de la estación monzónica ha estado modulada por las SST del Océano Pacífico tropical a lo largo del periodo 1949-2013. En concreto, el WNPSM tendió a empezar antes (después) y terminar después (antes) con condiciones La Niña (El Niño) en el invierno previo y posterior, respectivamente; relación debilitada antes de la década de 1980. Además, la duración del monzón se vio afectada por los valores del índice EN3 en la primavera e invierno previos entre 1980 y 1998. De esta manera, valores negativos (positivos) del índice EN3 estuvieron asociados a monzones más largos (cortos). En cambio, durante el periodo 1903-1940 no se han encontrado diferencias ni en las fechas de inicio y fin del monzón ni en su duración en función de las fases de ENSO. Con respecto a El Niño Modoki, sólo se ha detectado su influencia en la fecha de *withdrawal* en el periodo 1949-2013. Así, un Niño (Niña) Modoki supondría un adelanto (retraso) del fin del WNPSM.

Por otra parte, al analizar la evolución diaria del MDDI se han detectado algunas caídas abruptas seguidas por una recuperación del índice durante la estación monzónica definida previamente. Estos “valles” son conocidos como *breaks* ya que suponen un debilitamiento de la circulación monzónica en el noroeste del Océano Pacífico y una consecuente reducción de la precipitación. Tradicionalmente, se han utilizado medidas de OLR para identificar los *breaks* del WNPSM y, por ello, las climatologías de *breaks* existentes para este monzón están basadas en datos satelitales. En consecuencia, este tipo de estudios cubre un rango temporal relativamente corto. En cambio, el MD-

DI ha permitido, por primera vez, la extensión de la serie de *breaks* hasta principios del siglo XX.

El número de eventos por estación oscila entre cero y cuatro, aunque el caso más frecuente en el periodo 1949-2014 es el de un *break* (38.42 %), seguido por un 28.65 % de años en los que no tuvo lugar ninguno. Con respecto a su fecha de ocurrencia, presenta una distribución bimodal con un modo más intenso desde mediados de agosto hasta principios de septiembre y otro menos intenso entre finales de junio y mediados de julio. Estos modos han experimentado una variación decadal tanto en dominancia como en fecha de ocurrencia desde principios del siglo XX. Además, durante el periodo 1903-1940 predominaron los monzones con dos *breaks* (39.47 %), seguidos por los de un solo evento (31.57 %). Sin embargo, la duración más frecuente de los *breaks* se mantuvo en ambos periodos entre 20 y 30 días.

En la literatura se ha sugerido que la evolución del WNPSM, y en particular sus *breaks*, está relacionada con la trayectoria de los ciclones tropicales en el noroeste del Pacífico. Por ello, se ha analizado la trayectoria de los TC en días de monzón activo e inactivo (*breaks*) a lo largo de los periodos 1949-2013 y 1903-1939. En el primer periodo, los TC describieron trayectorias más zonales, cruzando el norte de las Islas Filipinas hasta llegar al Mar del Sur de China e incluso a China sur-oriental durante días de monzón activo. En cambio, las trayectorias de los TC se recurvaron hacia latitudes más altas en días de monzón inactivo. En concreto, se han detectado dos trayectorias principales en julio y agosto: desde las Islas Marianas hasta Japón (donde los TC tienden a desviarse hacia el este) y desde el norte de las Islas Filipinas hasta el sur de Corea. En relación al periodo 1903-1939, los datos de TC disponibles proceden de fuentes documentales del *Philippine Weather Bureau*, por lo que sólo contiene datos de TC que de algún modo afectaron a las Islas Filipinas. No obstante, se ha encontrado un comportamiento de los TC similar al del periodo reciente con una acumulación de TC en el Mar del Sur de China y al sur de las Islas Marianas y una reducción de los mismos al sur de Corea durante los días de monzón activo. Sin embargo, en el periodo 1903-1939 no se ha detectado una acumulación de TC en la ruta Islas Marianas-Japón en días de monzón inactivo. Esto podría deberse a que esta trayectoria está lejos de las Islas Filipinas, y, por lo tanto, la base de datos del *Philippine Weather Bureau* podría no haber incorporado datos de TC en dicha región.

7.2. Perspectivas futuras

Las observaciones históricas actualmente disponibles en ICOADS (v3.0) han permitido desarrollar los dos índices instrumentales del WNPSM de mayor longitud hasta la fecha. No obstante, según Wheeler y García-Herrera

(2008) aún existen miles de diarios de navegación en archivos británicos sin digitalizar. Probablemente, estos documentos contengan datos desde la primera mitad del siglo XIX sobre D1 y D2. Además, no se debe menospreciar la posibilidad de que existan datos, incluso anteriores, en estas regiones procedentes de fuentes chinas o japonesas. De esta manera, se podrían completar las series de *onset*, *withdrawal* y *breaks* en la segunda Guerra Mundial, periodo de transición entre dos regímenes del monzón, y extenderlas atrás en el tiempo, lo que sería de gran utilidad para el desarrollo de modelos climáticos y la predicción del monzón. La relevancia del WNPSM para el clima global (Wang et al., 2001; Choi et al., 2016; Zhang y Luo, 2016; Lee et al., 2014; Vega et al., 2018) y el hecho de que antes de 1850 su variabilidad estuviese principalmente determinada por forzamientos puramente naturales, justificarían el tiempo y el coste económico de la búsqueda y digitalización de estas fuentes documentales, con el objetivo de mejorar la caracterización de la evolución temporal del WNPSM y las proyecciones de cambio climático.

Por otra parte, los resultados de esta tesis doctoral han suscitado preguntas aún sin respuesta en la actualidad. Por ejemplo, las causas de los cambios descubiertos en la teleconexión WNPSM-ENSO en la primera mitad del siglo XX. Debido a las limitaciones de los reanálisis del siglo XX en la zona de estudio, sería recomendable el uso de modelos climáticos. Con este propósito, durante el desarrollo de esta tesis doctoral se realizó una estancia breve en el Departamento de Meteorología de la Universidad de Reading (Reino Unido) bajo la supervisión del Dr. Andrew Turner. En concreto, se utilizaron salidas históricas de modelos del CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project quinta fase; Taylor et al., 2012) para el análisis de la teleconexión WNPSM-ENSO a lo largo del periodo 1860-2005. Si bien algún modelo simuló la persistencia del monzón en alguna de sus fases; en general, se obtuvieron muchas discrepancias en cuanto a la relación WNPSM-ENSO. A este respecto, conviene remarcar la dificultad que tiene la mayoría de modelos del CMIP5 para simular todas las características del monzón asiático (Wang et al., 2018; Ashfaq et al., 2017; Sabeerali et al., 2005). En la actualidad, parte de las salidas de modelos del CMIP6 (Eyring et al., 2016) ya están disponibles, por lo que sería interesante evaluar si se ha producido una mejora real en la simulación de la dinámica del monzón asiático que permita estudiar las causas del cambio en la teleconexión WNPSM-ENSO. De acuerdo con los resultados presentados en este trabajo, dos posibles causas de dicho cambio son: el comportamiento diferente de ENSO a lo largo del último siglo y la modulación por parte del sector atlántico. Con respecto a la primera, Chen et al. (2016) sugirieron que la conexión entre ENSO y el siguiente monzón depende del ritmo de decaimiento de El Niño. En este sentido, decaimientos largos (cortos) de El Niño favorecerían monzones intensos (débiles). Sin embargo, se desconoce el papel de La Niña, que se

ha vuelto más frecuente en la segunda mitad del siglo XX. Además sería interesante, analizar los cambios en el desarrollo de los eventos ENSO que corresponden a las estaciones donde se ha encontrado un cambio de correlación WNPDI-EN3. En relación a la influencia de la AMO, Dong et al. (2006) encontraron que su fase positiva está asociada a una menor variabilidad de ENSO. Precisamente, los eventos ENSO tendieron a ser menos intensos y más persistentes en la primera mitad del siglo XX, cuando la AMO permaneció en su fase positiva. Para conocer los mecanismos mediante los cuales AMO y NAO modulan la relación WNPSM-ENSO, se podrían realizar experimentos con modelos acoplados atmósfera-océano considerando distintos forzamientos atmosféricos y oceánicos.

Debido a la complejidad en la relación entre el WNPSM y otras oscilaciones climáticas, se aplicaron técnicas de minería de datos para la predicción de monzones. Los resultados presentados en la sección 5.3 son una primera aproximación a la predicción de WNPSM extremos a escala mensual. Por tanto, los resultados podrían mejorar considerando un conjunto más amplio de candidatos a predictores y un mejor procedimiento de selección de los mismos. En la presente memoria, los árboles de decisión han permitido concretar valores de los predictores para la ocurrencia de monzones intensos, es decir, cuando el WNPDI supera un cierto umbral. Sin embargo, actualmente se está trabajando en un modelo de predicción del WNPDI a través de la aplicación de técnicas de minería de datos.

Con respecto a la evolución estacional del WNPSM, aún se desconocen las causas del diferente número de *breaks* por año y de los posibles mecanismos que modulan la propia variabilidad intraestacional de su fecha de ocurrencia. Estos eventos tienen gran importancia ya que, en algunos casos, pueden derivar en sequías que afectan severamente a la producción agrícola. En el caso del monzón de la India, la oscilación de Madden-Julian (MJO; Madden y Julian, 1971; Madden y Julian, 1972) está relacionada con la alternancia de periodos activos e inactivos (Singh et al., 1992; Pai et al., 2011). Por otra parte, Lorenz y Hartmann (2006) encontraron que ciertas fases de la MJO preceden un aumento de precipitación en el monzón de Norte América. Sin embargo, hasta ahora no se había abordado el impacto de la MJO en los *breaks* del WNPSM. En un análisis preliminar, hemos obtenido que los mínimos de los *breaks* del WNPSM identificados mediante el MDDI están asociados a las fases 8, 1 y 2 de la MJO; por lo que se pretende continuar esta línea de investigación.

Capítulo 8

Conclusions and future perspectives

The Western North Pacific Summer Monsoon (WNPSM) has been usually quantified by the averaged zonal wind at 850 hPa within the regions 100°-130°E, 5°-15°N (D1) and 110°-140°E, 20°-30°N (D2) (Wang et al., 2001). In particular, its oceanic character has hampered studying the monsoon before 1948. Despite the fact that there are reanalysis available for the entire 20th century (20CR y ERA20C; Compo et al., 2011 y Poli et al., 2016, respectively), these products are sensitive to the scarcity of observations in some regions, especially the oceans (Vega et al., 2018; Gómez-Delgado et al., 2019). Consequently, meteorological fields in those regions strongly depend on climate models that assimilate observations before 1948. In fact, the SST fields used to force climate models show high differences in the Western North Pacific throughout the 1903-1930 period (Hirahara et al., 2014). Thus, one should be cautious when using reanalysis data in that period.

The main contribution of this thesis are two series, the WNPDI (Western North Pacific Directional Index) and the MDDI (Monsoon Daily Directional Index), that allow us to study the WNPSM at monthly and daily scales, respectively, since the late-19th century. As a result, the monsoon history has been extended 50 years approximately, regarding the current monsoon indices. In order to compute both directional indices, which quantify changes in westerlies frequency at D1 and easterlies frequency at D2, wind direction observations from ICOADS has been used. This data base contains meteorological information extracted from historic logbooks preserved in archives around the world (Freeman et al., 2017). We chose wind direction measurements exclusively as they are able to represent seasonal changes associated to monsoonal circulation. In addition, wind direction series are the only instrumental, continuous and homogeneous data available over oceanic areas before 1948.

In this thesis, wind direction observations has been shown to be useful to quantify monsoon intensity as well as to determine fine details such as the onset and withdrawal dates and monsoon breaks. Additionally, due to the centennial length of both directional indices, multidecadal variability of the WNPSM as well as the stability of its relationship with different climatic patterns have been analysed since the early 20th century. Main results of this thesis and future lines of investigation are presented below.

8.1. Main conclusions

8.1.1. Monsoon intensity

The monthly WNPDI quantifies the WNPSM intensity during summer throughout the 1898-2014 period. In particular, this index has revealed a 31 year period of strong monsoons in the first half of the 20th century. In fact, the 46 % of the strongest monsoons identified with the WNPDI occurred between 1918 and 1948, including the two strongest monsoons of the 20th century (1920 and 1937). This regime of strong monsoons was associated to an increase of precipitation in northern Philippines and southern China as well as a drier conditions in southern Philippines, western Cambodia, Borneo, Malaysia, Japan and central-eastern China.

Monsoon is associated to local precipitation but it also can be related to the sea surface temperature (SST) in some regions of the planet. In this sense, the relationship between the WNPSM and climatic patterns such as El Niño, El Niño Modoki, Pacific Decadal Oscillation (PDO), Indian Ocean Dipole (IOD) as well as the SST in the South China Sea has been analysed at multidecadal scales.

Regarding the WNPSM-eastern Pacific SST teleconnection, the well-known relationship between the WNPSM and ENSO (Tanaka, 1997; Wang et al., 2001) has been found for the second half of the 20th century. That is, a strong (weak) WNPSM tends to be preceded by La Niña (El Niño) conditions and followed by El Niño (La Niña) conditions. Nevertheless, this relationship reversed before the 1960s. Following the methodology of Chou et al. (2003), we found that this change corresponds to ENSO decaying years. Therefore, a strong (weak) monsoon occurred after La Niña (El Niño) decay from the 1970s. On the contrary, a strong (weak) monsoon followed El Niño (La Niña) before the 1960. It is worthy to mention that same results were obtained considering different ENSO indices (El Niño 3, El Niño 3.4 and

SOI).

As the SOI is based on SLP data, the changes we found in the WNPSM-ENSO relationship are unlikely to be caused by a SST trend. Nevertheless, ENSO has shown a different behaviour along the 20th century. In this sense, ENSO events were weaker and more enduring in the 1900-1957 period than in the 1958-2013. In addition, a higher number of ENSO events occurred in the latter period. On the other hand, the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) has been found to strongly influence the ENSO_{DEF}-WNPSM_{JJA} relationship. Thus, it is enhanced (weakened) during the AMO positive (negative) phase. Atmospheric conditions over the Atlantic Ocean in winter also seem to affect the ENSO_{DEF}-WNPSM_{JJA} relationship but inversely. That is, a high (low) North Atlantic Oscillation (NAO) variance might weaken (enhance) that teleconnection.

In relation to El Niño Modoki, it has been found that its relation with the WNPSM during last decades (Weng et al., 2011) is similar along the entire 20th century. In particular, the correlation between El Niño Modoki and the WNPDI remained positive for a year starting in the summer concurrent with the monsoon, peaking in autumn. Consequently, the WNPSM could be considered as a predictor of El Niño Modoki. Furthermore, the El Niño Modoki variability and the AMO intensity have been found to influence the WNPSM-El Niño Modoki relationship. In this sense, a high (low) El Niño Modoki variability strengthens (weakens) that teleconnection. On the contrary, high (low) AMO values are associated to a stronger (weaker) teleconnection.

The PDO shows positive correlation with the WNPSM for all seasons from the early 20th century to the 1960s, when the teleconnection weakens dramatically. It is worthy to mention that the AMO changed its phase in those years. In fact, we found that the AMO intensity impacts on the WNPSM-PDO relationship throughout the 1900-2013 period. In particular, the AMO positive (negative) phase seems to strengthen (weaken) that teleconnection. On the other hand, the high (low) variability of El Niño, El Niño Modoki and the NAO in winter weaken (strengthen) the WNPSM-PDO relationship.

Finally, the IOD and the South China Sea SST do not show a strong relation with the WNPSM. Regarding the IOD, the highest correlation (positive) with the WNPDI is obtained in autumn. Nevertheless, the SST anomalies in the South China Sea during JJA, the core of the monsoonal season, show the highest correlation (negative) with the monsoon. In both cases, the relationship is not stationary during the 1900-2013 period.

In order to predict the monsoon, which is essential for agriculture and economy in southeast Asia, it is fundamental to know how the WNPSM interacts with different climatic patterns. In particular, predicting very strong monsoons is a need as they might cause floods and severe damages in villages. In collaboration with the Data Science and Big Data group of the UPO, we tried to predict very strong monsoons by using data mining techniques and considering climatic oscillations within the Indian and Pacific Oceans and the monthly WNPDI (Troncoso et al., 2018). In particular, the decision tree is the most interesting technique from a climatological point of view as it provides a range of values for each predictor of the WNPSM. Independently of its complexity, all trees generated by the four algorithms considered in this thesis (C4.5 alone and with Random Forest, and Probability Threshold Selector) show the WNPDI and El Niño Modoki as the most important indicators of very strong monsoons. ENSO, both its oceanic and atmospheric components (represented by the EN3.4 and SOI indices, respectively) is found to be a frequent predictor as well. In contrast, PDO and IOD are not associated to strong WNPSM very often. As an example, the algorithm PTS shows the following conditions before an extreme monsoon in September: $EMI_{June} \leq 0.36$, $EMI_{August} \geq -0.35$, $DMI_{April} \leq 0.19$ y $EN3.4_{JJA} \leq 0.5$.

8.1.2. Monsoonal season

The beginning and the end of the WNPSM, known as the onset and withdrawal dates, have been determined by the MDDI, the second directional index of this thesis. These dates are associated to changes in daily precipitation during the 1951-2007 period, which correspond to that of the available daily observations. Nevertheless, historic wind direction observations have allowed us to extend both series back to the early 20th century.

Comparing the 1903-1940 and 1949-2014 periods, we found differences in the interannual variability of the onset and withdrawal series, the most frequent onset and withdrawal dates and the monsoonal season duration. In the latter period, the onset date is highly variable, oscillating between early-May and early-August, without a frequent onset date. On the contrary, the withdrawal date range is smaller (October-November), being the most frequent withdrawal date from the 13rd to 17th of October. Regarding the monsoon duration, more than the 42 % of the monsoons had a duration between 130 and 170 days. Along the 1903-1940 period, both the onset and withdrawal series show a lower interannual variability than in the 1949-2014 period. Thus, the most frequent onset date between 1903 and 1940 was from the 7th to the 11st of May whereas the monsoon finished later, between November and December. This implies that the monsoon duration was greater in the 1903-1940 than after 1949. In particular, the 62.19 % of the monsoons in the former period had a duration between 170 and 210 days.

The interannual variability of the onset and withdrawal dates is related to the tropical Pacific SST throughout the 1949-2013 period. In particular, the WNPSM tended to start earlier (later) and finish later (earlier) with La Niña (El Niño) conditions in the previous and following winter, respectively. This relationship weakened before the 1980s. In addition, the monsoon duration was affected by ENSO in the previous winter and spring between 1980 and 1998. Thus, negative (positive) EN3 index values were associated to more (less) lasting monsoons. In contrast, during the 1903-1940 period, we did not find differences in the onset and withdrawal dates neither monsoon duration according to the ENSO phases. Regarding El Niño Modoki, it has been found that it only affects the withdrawal date within the 1949-2013 period. In this sense, El Niño (La Niña) Modoki was related to an early (late) withdrawal of the WNPSM.

Several “valleys” within the monsoonal season have been found when analysing the daily evolution of the MDDI. These “valleys” are known as monsoon breaks because they are associated to a weakened monsoonal circulation and a reduction of the precipitation. Traditionally, OLR measurements have been used to identify breaks of the WNPSM and, therefore, breaks’ climatologies have been based on satellital data so far. As a consequence, studies of WNPSM breaks cover a relatively short period. In contrast, the MDDI has allowed us to extend break series back to the early 20th century for the first time.

The number of breaks per year varies between zero and four, although the most frequent case during the 1949-2014 period correspond to monsoons with a single break (38.42 %), followed by monsoons without any breaks (28.65 %). The more frequent dates of these events fit a bimodal distribution, with the most intense mode from mid-August to early-September and the second mode between late-June and mid-July. Both modes show decadal variability in intensity and date since the early 20th century. Furthermore, throughout the 1903-1940 period monsoons with two breaks prevailed (39.47 %), followed by monsoons with one break (31.57 %). Nevertheless, the most frequent duration of the events was the same in both periods (between 20 and 30 days).

In literature, it has been suggested that the evolution of the WNPSM, and especially its breaks, is associated to tropical cyclone (TC) tracks in the northwestern Pacific. Therefore, TC tracks during active and inactive monsoon days have been analysed within the 1949-2013 and 1903-1939 periods. In the former, TC traced more zonal tracks, crossing northern Philippines to reach the South China Sea and even south-east China during active monsoon days. In contrast, TC tracks curved towards higher latitudes during inactive monsoon days. In particular, two main paths have been detected in July

and August: from Marianas Islands to Japan, where TC tends to branch off easterwards, and from northern Philippines to the south of Korea. On the other hand, TC data available for the 1903-1939 period derive from documental sources of the Philippine Weather Bureau. Therefore, the data base only contains TC that affected somehow the Philippine Islands. Even so, TC tracks in that period are compatible with those in the 1949-2013 period, showing increases of TC in the South China Sea and to the south of the Mariana Islands and a reduction of TC to the south of Korea during active monsoon days. Nevertheless, an increase of TC between the Marianas Islands and Japan has not been detected during inactive monsoon days within the 1903-1939 period. It is worthy to mention that the Philippine Weather Bureau data base might not contain TC in that region because of the distance to the Philippines Islands.

8.2. Future perspectives

Historic observations currently available in ICOADS (v3.0) have allow us to compute the two longest instrumental indices of the WNPSM so far. Even so, according to Wheeler and García-Herrera (2008), thousands of ships' log-books preserved in British archives have not been digitized yet. Probably, these documents contain weather information within D1 and D2 since the first half of the 19th century. In addition, it is important to considered data in those regions derived from Chinese and Japanese sources, which could date from even before. Thus, the onset, withdrawal and break series could be filled in the World War II, period of transition between the two regimes of the WNPSM, and extended them back in time. This would be very useful to the development of climate models and to predict monsoons. The relevance of the WNPSM to global climate (Wang et al., 2001; Choi et al., 2016; Zhang and Luo, 2016; Lee et al., 2014; Vega et al., 2018) and the fact that monsoon variability was mostly driven by internal forcings before 1850 would justify the time and economic cost of searching and digitizing these documental sources.

On the other hand, some questions have arisen from the results of this thesis. For instance, what causes the unveiled changes in the WNPSM-ENSO teleconnection during the first half of the 20th century. Because of the limitations of both 20CR and ERA20C reanalysis within the study area, it would be advisable to use climate models. With this purpose, a stay in the Meteorology Department at Reading University (United Kingdom) was conducted during this thesis period under the supervision of Dr. Andrew Turner. In particular, we used historical outputs from CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project fifth phase; Taylor et al., 2012) models to analyse the WNPSM-ENSO relationship throughout the 1860-2005 period. Despite the fact that some models reproduced persistent extreme monsoons, great diffe-

rences regarding the WNPSM-ENSO relationship were obtained when comparing models. In this sense, it is important to note the CMIP5 models are not able to simulate all the Asian monsoon features properly (Wang et al., 2018; Ashfaq et al., 2017; Sabeerali et al., 2005). Currently, some CMIP6 (Eyring et al., 2016) models outputs are available. Therefore, it would be interesting to assess whether those models are better than those of CMIP5 in order to study the causes of the WNPSM-ENSO relationship changes. According to the results of this thesis, two causes of that change could be: the variability of ENSO characteristics along the last century and the influence of the Atlantic region. Regarding the first one, Chen et al. (2016) suggested that the relationship between the ENSO and the following monsoon depends on the rythm of the ENSO decay. In this sense, long (short) ENSO decays would favour stronger (weaker) monsoons. Nevertheless, the role of La Niña, which seems to be more frequent in the second half of the 20th century than in the first one, is still unkown. In addition, it would be interesting to analyse changes in the development of the ENSO events. In relation to the AMO, Dong et al. (2006) found that its positive phase was associated to a lower ENSO variability. In fact, ENSO events tended to be less intense and more lasting during the first half of the 20th century, simultaneously with the positive AMO phase. In order to discover the mechanisms involved in the interaction between the AMO/NAO and the WNPSM-ENSO relationship, experiments with coupled atmosphere-ocean models could be carried out considering different atmospheric and oceanic forcings.

Because of the complexities we found when relating the WNPSM variability to global climate, we decided to apply data mining techniques to monsoon prediction. The results shown in section 5.3 can be considered as a first approach to predict extreme WNPSM at monthly scale. Therefore, results could be improved by considering a bigger set of predictors and designing a better procedure to select them. In this study, decision trees have allowed us to determine a range of values for the predictors of strong monsoons (those were defined when the WNPDI exceeded a threshold). Nevertheless, we are currently working on new models based on data mining techniques to predict the WNPDI values.

Regarding the seasonal evolution of the WNPSM, what causes a different number of breaks per year and the variability of its date is still unknown. Monsoon breaks are very relevant because those strong events are associated to prolonged droughts, affecting crop yield. The Madden-Julian oscillation (MJO; Madden y Julian, 1971; Madden y Julian, 1972) has been found to modulate the wet and dry spells of the Indian Summer Monsoon (Singh

et al., 1992; Pai et al., 2011). Furthermore, Lorenz and Hartmann (2006) detected that some MJO phases precede an increase of the North American Monsoon precipitation. Nevertheless, how the MJO impacts on the WNPSM breaks have not been addressed. In a preliminary analysis, we have obtained that the WNPSM breaks minimum are related to the MJO 8th, 1st and 2nd phases. Therefore, this line of investigation is intended to be continued.

Parte V

Apéndices

Apéndice A

Mapa zona de estudio

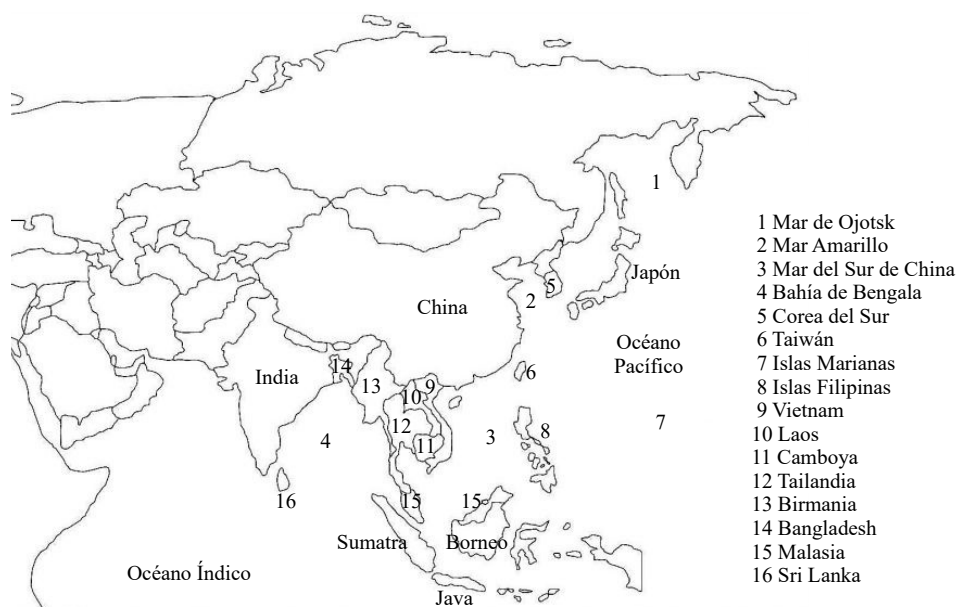


Figura A.1: Mapa de la zona de estudio.

Apéndice B

Árboles de decisión para la predicción de monzones muy intensos

B.1. Evaluación de las técnicas de minerías de datos

A continuación, se presentan los valores de los parámetros que permiten evaluar la bondad del algoritmo C4.5 individualmente y junto con las técnicas RF, CTS y PTS para los conjuntos de datos: SMOTE(x1), SMOTE(x2) y SMOTE(x3).

Parámetro	C4.5	RF	CTC	PTS
TP	27	8	57	7
FP	63	33	156	23
TN	1162	1192	1069	1202
FN	44	63	14	64
S_n	0.38	0.11	0.80	0.10
S_p	0.95	0.97	0.87	0.98
PPV	0.30	0.20	0.27	0.23
NPV	0.96	0.95	0.99	0.95
F	0.65	0.55	0.66	0.55
AUC	0.66	0.89	0.86	0.86
GM	0.60	0.33	0.84	0.31

Tabla B.1: Evaluación de las técnicas de minerías de datos C4.5, RF, CTC y PTS para el conjunto de datos SMOTE(x1).

Parámetro	C4.5	RF	CTC	PTS
TP	34	22	45	40
FP	73	48	125	120
TN	1152	1177	1100	1105
FN	37	49	26	31
S_n	0.48	0.31	0.63	0.56
S_p	0.94	0.96	0.90	0.90
PPV	0.32	0.31	0.26	0.25
NPV	0.97	0.96	0.98	0.97
F	0.67	0.64	0.65	0.64
AUC	0.72	0.90	0.82	0.82
GM	0.67	0.55	0.75	0.71

Tabla B.2: Igual que B.1 pero para el conjunto de datos SMOTE(x2).

Parámetro	C4.5	RF	CTC	PTS
TP	34	28	40	40
FP	78	56	96	97
TN	1147	1169	1129	1128
FN	37	43	31	31
S_n	0.48	0.39	0.56	0.56
S_p	0.94	0.95	0.92	0.92
PPV	0.30	0.33	0.29	0.29
NPV	0.97	0.96	0.97	0.97
F	0.66	0.66	0.67	0.67
AUC	0.78	0.90	0.76	0.76
GM	0.67	0.61	0.72	0.72

Tabla B.3: Igual que B.1 pero para el conjunto de datos SMOTE(x3).

B.2. Árboles de decisión

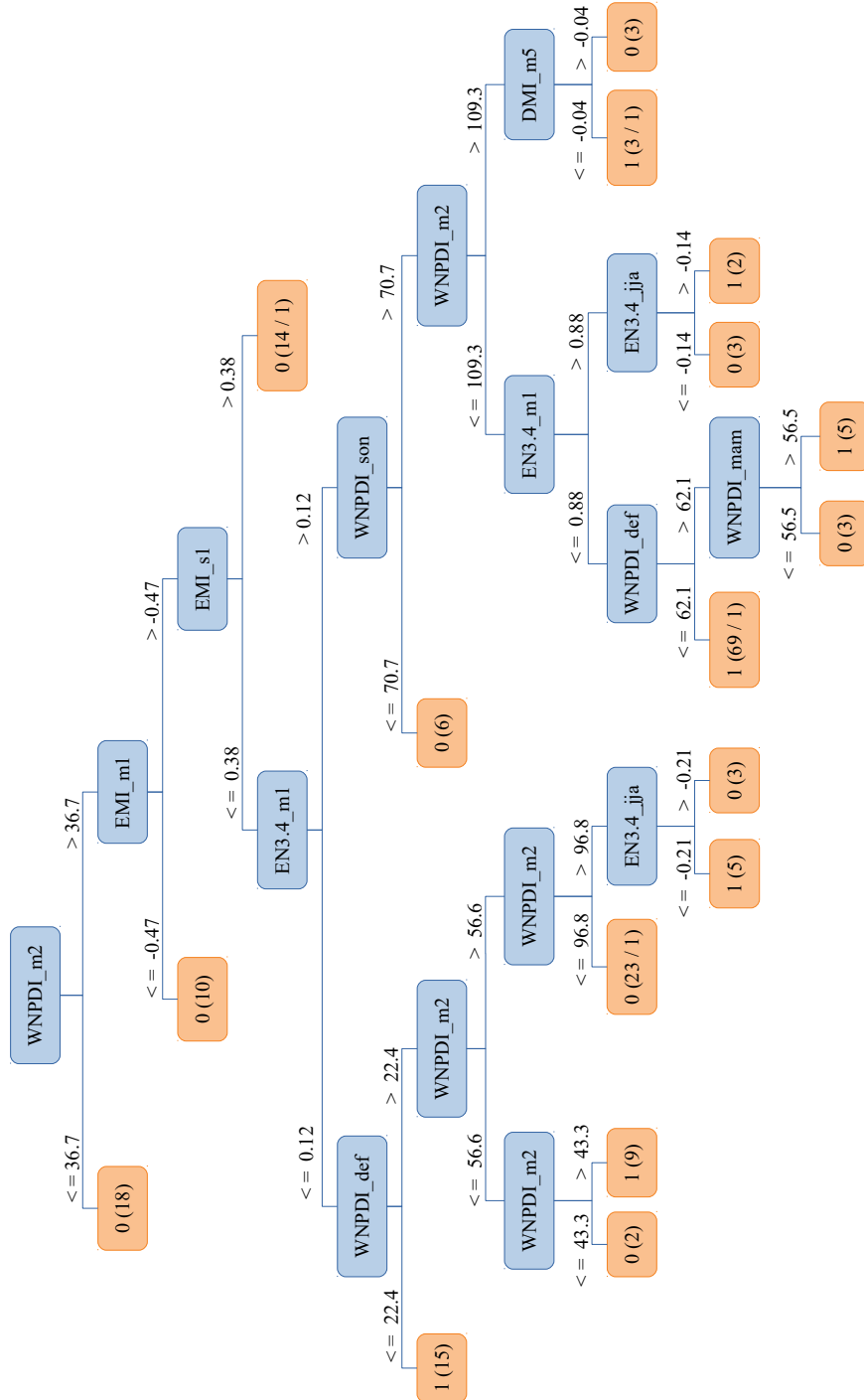


Figura B.1: Árbol de decisión construido a partir del algoritmo C4.5 para el conjunto de datos SMOTE(x2) y el mes de agosto. Los rectángulos azules, o nodos internos, indican los predictores mientras que los naranjas, o nodos “hoja”, señalan si el monzón es extremo (1) o no extremo (0). Entre paréntesis se indica el número de casos bajo cada rama y el número de predicciones erróneas en caso de que las hubiera.

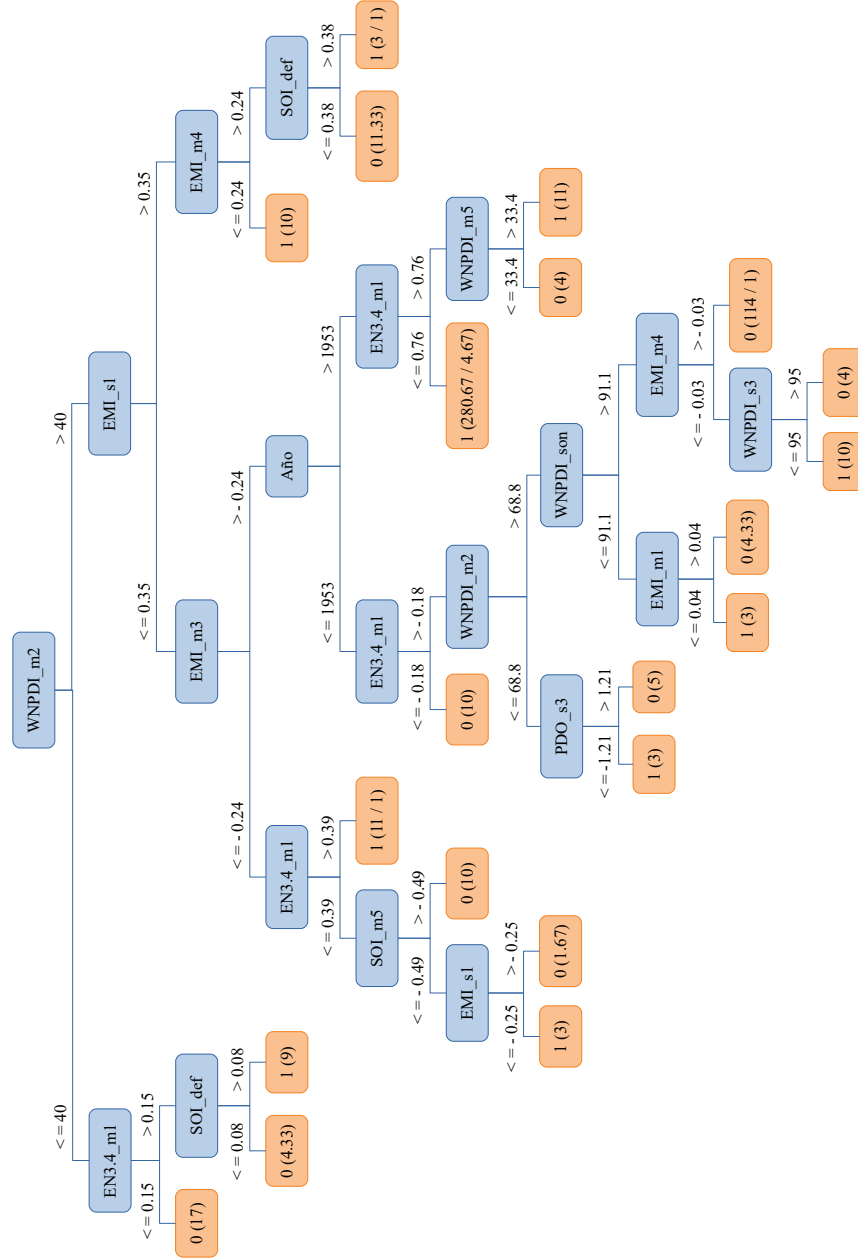


Figura B.2: Árbol de decisión construido a partir del clasificador PTS para el conjunto de datos SMOTE(x4) y el mes de agosto. Los rectángulos azules, o nodos internos, indican los predictores mientras que los naranjas, o nodos “hoja”, señalan si el monzón es extremo (1) o no extremo (0). Entre paréntesis se indica el número de casos bajo cada rama y el número de predicciones erróneas en caso de que las hubiera.

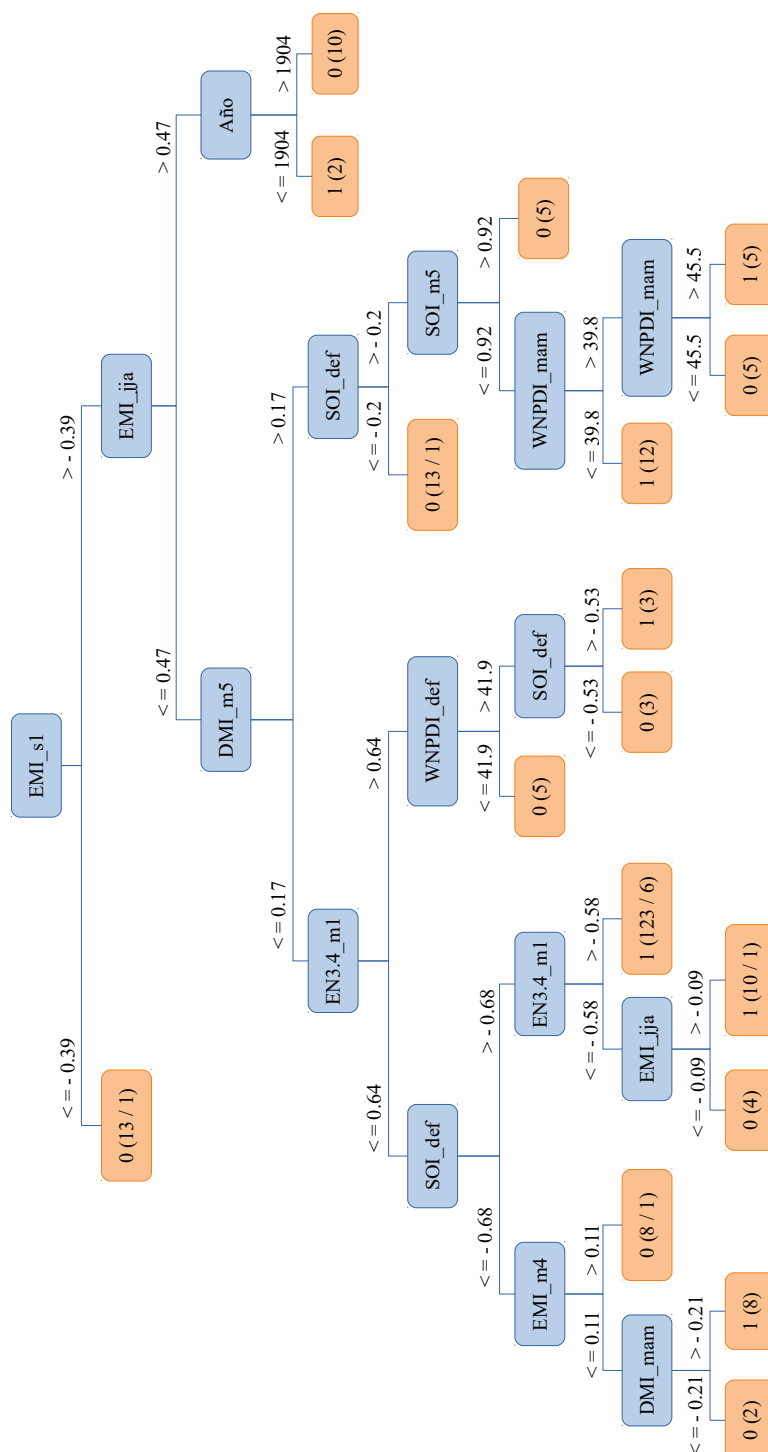


Figura B.3: Árbol de decisión construido a partir del algoritmo C4.5 para el conjunto de datos SMOTE(x2) y el mes de septiembre. Los rectángulos azules, o nodos internos, indican los predictores mientras que los naranjas, o nodos “hoja”, señalan si el monzón es extremo (1) o no extremo (0). Entre paréntesis se indica el número de casos bajo cada rama y el número de predicciones erróneas en caso de que las hubiera.

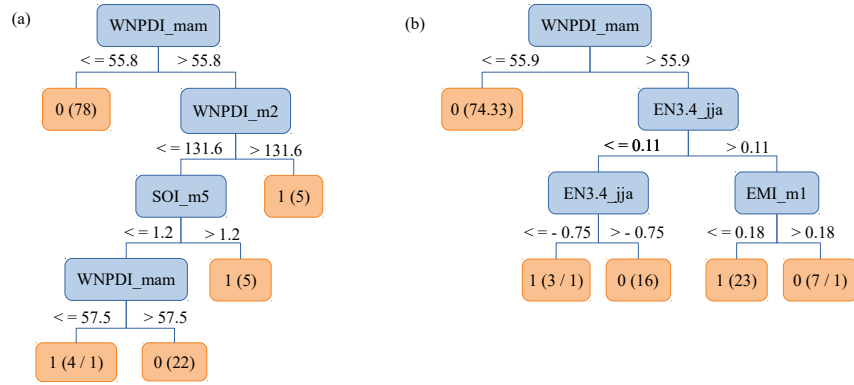


Figura B.4: Árboles de decisión contruidos a partir de (a) C.45 con SMO-TE(x2) y (b) PTS con SMOTE (x4) para el mes de octubre. Los rectángulos azules, o nodos internos, indican los predictores mientras que los naranjas, o nodos “hoja”, señalan si el monzón es extremo (1) o no extremo (0). Entre paréntesis se indica el número de casos bajo cada rama y el número de predicciones erróneas en caso de que las hubiera.

Apéndice C

Boxplot

Un *boxplot* o diagrama de caja es un tipo de gráfico que ofrece información sobre la dispersión de un conjunto de datos a partir de seis parámetros (Fig. C.1):

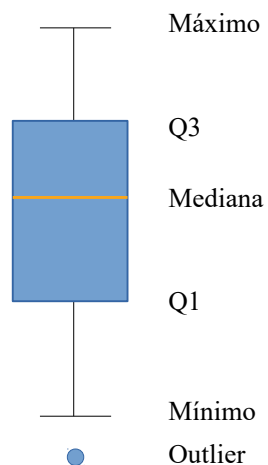


Figura C.1: Partes del boxplot.

- **Primer cuartil, Q1:** es el valor por debajo del cual queda el 25 % del conjunto de datos, previamente ordenado.
- **Mediana,** : es el valor que ocupa el lugar central del conjunto de datos, previamente ordenado. Es equivalente al segundo cuartil o al percentil 50.
- **Tercer cuartil, Q3:** es el valor por debajo del cual queda el 75 % del

conjunto de datos, previamente ordenado.

- **Mínimo:** se define como $Q1 - 1,5 * (Q3 - Q1)$.
- **Máximo:** se define como $Q3 + 1,5 * (Q3 - Q1)$.
- ***Outlier* o punto atípico:** es cualquier valor inferior al mínimo o superior al máximo.

Bibliografía

*Y así, del mucho leer y del poco dormir,
se le secó el cerebro de manera que vino
a perder el juicio.*

Miguel de Cervantes Saavedra

- Acharya, N., S. Chattopadhyay, M. Kulkarni, y U. Mohanty (2012). A neurocomputing approach to predict monsoon rainfall in monthly scale using SST anomaly as a predictor. *Acta Geophys.* 60, 260–279. <https://doi.org/10.2478/s11600-011-0044-y>.
- Allan, R., P. Brohan, G. Compo, R. Stone, J. Luterbacher, y S. Brönnimann (2011). The international Atmospheric Circulation Reconstructions over the Earth (ACRE) initiative. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 92, 1421–1425. <https://doi.org/10.1175/2011BAMS3218.1>.
- Ashfaq, M., D. Rastogi, R. Mei, D. Touma, y L. R. Leung (2017). Sources of errors in the simulation of south Asian summer monsoon in the CMIP5 GCMs. *Clim. Dyn.* 49, 193–223. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3337-7>.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, y T. Yamagata (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112(C11007). <https://doi.org/10.1029/2006JC003798>.
- Balaji, V. y et al (2018). Requirements for a global data infrastructure in support of CMIP6. *Geoscientific Model Development* 11, 3659–3680. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-3659-2018>.
- Barriopedro, D., D. Gallego, M. C. Álvarez Castro, R. García-Herrera, D. Wheeler, C. Peña Ortiz, y S. M. Barbosa (2014). Witnessing North Atlantic westerlies variability from ships’ logbooks (1685-2008). *Climate Dyn.* 43, 939–955. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1957-8>.
- Bjerknes, J. (1966). A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus.* 18(4), 820–829. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v18i4.9712>.

- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 97(3), 163–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2).
- Breiman, L. (2001). Random forest. *Mach. Learn.* 45, 5–32. <https://doi.org/10.1023/A:1010933404324>.
- Briegel, L. y W. Frank (1997). Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 125, 1397–1413. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1397:LSI0TC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1397:LSI0TC>2.0.CO;2).
- Cannon, A. y I. Mckendry (2002). A graphical sensitivity analysis for statistical climate models: application to indian monsoon rainfall prediction by artificial neural networks and multiple linear regression models. *Int. J. Climatol.* 22, 1687–1708. <https://doi.org/10.1002/joc.811>.
- Cao, X., T. Li, M. Peng, W. Chen, y G. Chen (2014). Effects of monsoon trough interannual variation on tropical cyclogenesis over the western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 41, 4332–4339. <https://doi.org/10.1002/2014GL060307>.
- Chan, J. y W. Zhou (2005). PDO, ENSO and the early summer monsoon rainfall over south China. *Geophys. Res. Lett.* 32(L08810). <https://doi.org/10.1029/2004GL022015>.
- Chang, C. P. y G. T. J. Chen (1995). Tropical Circulations Associated with Southwest Monsoon Onset and Westerly Surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.* 123, 3254–3267. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<3254:TCAWSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<3254:TCAWSM>2.0.CO;2).
- Chattopadhyay, M. y S. Chattopadhyay (2016). Elucidating the role of topological pattern discovery and support vector machine in generating predictive models for Indian summer monsoon rainfall. *Theor. Appl. Climatol.* 126, 93–104. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1544-5>.
- Chawla, N., K. Bowyer, L. Hall, y W. Kegelmeyer (2002). SMOTE: Synthetic Minority Over-sampling Technique. *J. Artif. Intell. Res.* 26, 321–357. <https://doi.org/10.1613/jair.953>.
- Chen, T., S. Wang, M. Yen, y W. Gallus (2004). Role of the monsoon gyre in the interannual variation of tropical cyclone formation over the Western North Pacific. *Wea. Forecasting* 19, 776–785. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019<0776:ROTMGI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019<0776:ROTMGI>2.0.CO;2).
- Chen, W., J. Feng, y R. Wu (2013). Roles of ENSO and PDO in the link of the East Asian Winter Monsoon to the following summer monsoon. *J. Climate* 26, 622–635. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00021.1>.

- Chen, W., J. Y. Lee, K. J. Ha, K. S. Yum, y R. Lu (2016). Intensification of the western North Pacific anticyclone response to the short decaying El Niño event due to greenhouse warming. *J. Climate* 29, 3607–3627. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0195.1>.
- Choi, K. S., Y. Cha, H. D. Kim, y S. D. Kang (2016). Possible influence of western North Pacific monsoon on TC activity in mid-latitudes of East Asia. *Clim. Dyn.* 46, 1–13. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2562-9>.
- Chou, C. J., J. Y. Tu, y J. Y. Yu (2003). Interannual variability of the Western North Pacific summer monsoon: Differences between ENSO and non-ENSO years. *J. Climate* 16, 2275–2287. <https://doi.org/10.1175/2761.1>.
- Compo, G. P., J. S. Whitaker, P. D. Sardeshmukh, N. Matsui, R. J. Allan, X. Yin, B. E. Gleason, R. S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R. I. Crouthamel, A. N. Grant, P. Y. Groisman, P. D. Jones, M. C. Kruk, A. C. Kruger, G. J. Marshall, M. Maugeri, H. Y. Mok, . Nordli, T. F. Ross, R. M. Trigo, X. L. Wang, S. D. Woodruff, y S. J. Worley (2011). The twentieth century reanalysis project. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.* 137, 1–28. <https://doi.org/10.1002/qj.776>.
- Dhanya, D. y D. Kumar (2009). Data mining for evolving fuzzy association rules for predicting monsoon rainfall of India. *J. Intelligent Syst.* 18, 194–209. <https://doi.org/10.1515/JISYS.2009.18.3.193>.
- Di Lorenzo, E., K. Cobb, J. Furtado, N. Schneider, B. Anderson, A. Bracco, M. Alexander, y D. Vimont (2010). Central Pacific El Niño and decadal climate change in the North Pacific Ocean. *Nat. Geosci.* 3(11), 762–765. <https://doi.org/10.1038/ngeo984>.
- Di Lorenzo, E., N. Schneider, K. Cobb, P. Franks, K. Chhak, A. Miller, J. McWilliams, S. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T. Powell, y P. Rivière (2008). North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophys. Res. Lett.* 35(L08607). <https://doi.org/10.1029/2007GL032838>.
- Ding, Y. y Y. Liu (2008). A study of the teleconnections in the Asian-Pacific monsoon region. *Acta Meteorol. Sin.* 22, 404–418. http://www.cmsjournal.net:8080/Jweb_jmr/EN/Y2008/V22/I4/404.
- Dong, B., R. Sutton, y A. Scaife (2006). Multidecadal modulation of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures. *Geophys. Res. Lett.* 33(L08705). <https://doi.org/10.1029/2006GL025766>.

- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, y K. E. Taylor (2016, 5). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development (Online)* 9(5). <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>.
- Feng, J. y W. Chen (2011). Different impacts of El Niño and El Niño Modoki on China rainfall in the decaying phases. *Int. J. Climatol.* 31, 2091–2101. <https://doi.org/10.1002/joc.2217>.
- Feng, J. y W. Chen (2014). Influence of the IOD on the relationship between El Niño Modoki and the East Asian-Western North Pacific summer monsoon. *Int. J. Climatol.* 34, 1729–1736. <https://doi.org/10.1002/joc.3790>.
- Findlater, J. (1969). A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 95, 362–380. <https://doi.org/10.1002/qj.49709540409>.
- Fontaine, B., P. Monerie, M. Gaetani, y P. Roucou (2011). Climate adjustments over the African-Indian monsoon regions accompanying Mediterranean Sea thermal variability. *J. Geophys. Res.* 116(D23122). <https://doi.org/10.1029/2011JD016273>.
- Freeman, E., S. D. Woodruff, S. J. Worley, S. J. Lubker, E. C. Kent, W. E. Angel, D. I. Berry, P. Brohan, R. Eastman, y L. Gates (2017). ICOADS Release 3.0: A major update to the historical marine climate record. *Int. J. Climatol.* 37(5), 2211–2232. <https://doi.org/10.1002/joc.4775>.
- Fu, C., H. F. Díaz, D. Dong, y J. O. Fletcher (1999). Changes in atmospheric circulation over Northern Hemisphere oceans associates with the rapid warming of the 1920s. *Int. J. Climatol.* 19, 581–606. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199905\)19:6<581::AID-JOC396>3.0.CO;2-P](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199905)19:6<581::AID-JOC396>3.0.CO;2-P).
- Fu, C. y J. O. Fletcher (1988). Large signals of climatic variation over the ocean in the Asian monsoon region. *Adv. Atmos. Sci.* 5, 389–404. <https://doi.org/10.1007/BF02656786>.
- Gadgil, S. y P. Joseph (2003). On breaks of the Indian monsoon. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 112(4), 529–558. <https://doi.org/10.1007/BF02709778>.
- Galar, M., A. Fernández, E. Barrenechea, H. Bustince, y F. Herrera (2012). A review on ensembles for the class imbalance problem: bagging-, boosting-, and hybridbased approaches. *IEEE Trans. Syst. Man, Cybernetics-Part C* 42(4), 463–484. <https://doi.org/10.1109/TSMCC.2011.2161285>.

- Gallego, D., R. García-Herrera, N. Calvo, y P. Ribera (2007). A new meteorological record for Cádiz (Spain) 1806-1852: Implications for climatic reconstructions. *J. Geophys. Res.* 112(D12108). <https://doi.org/10.1029/2007JD008517>.
- Gallego, D., R. García-Herrera, C. Peña Ortiz, y P. Ribera (2017). The steady enhancement of the Australian Summer Monsoon in the last 200 years. *Scientific Reports* 7(16166). <https://doi.org/10.1038/s41598-017-16414-1>.
- Gallego, D., R. García-Herrera, P. Ribera, y P. Jones (2005). Seasonal mean pressure reconstruction for the North Atlantic (1750-1850) based on early marine data. *Clim. Past* 1, 19–33. <https://doi.org/10.5194/cp-1-19-2005>.
- Gallego, D., P. Ordóñez, P. Ribera, C. Peña Ortiz, y R. García-Herrera (2015). An instrumental index of the West African monsoon back to the nineteenth century. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 141, 3166–3176. <https://doi.org/10.1002/qj.2601>.
- García-Herrera, R., D. Barriopedro, D. Gallego, J. Mellado-Cano, D. Wheeler, y C. Wilkinson (2018). Understanding weather and climate of the last 300 years from ships' logbooks. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. 9, 544–562. <https://doi.org/10.1002/wcc.544>.
- García-Herrera, R., G. Können, D. Wheeler, M. Prieto, P. Jones, y F. Koek (2005). CLIWOC: A climatological database for the world's oceans 1750-1854. *Climatic Change*. 73, 1–12. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-6952-6>.
- García-Herrera, R., C. Wilkinson, F. Koek, M. Prieto, N. Calvo, y E. Hernández (2005). Description and general background to ships' logbooks as a source of climatic data. *Climatic Change*. 73, 13–36. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-6954-4>.
- Gómez-Delgado, F., D. Gallego, C. Peña Ortiz, I. Vega, P. Ribera, y R. García-Herrera (2019). Long term variability of the northerly winds over the Eastern Mediterranean as seen from historical wind observations. *Global and Planetary Change* 172, 355–364. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.008>.
- Goswami, B. N. y P. K. Xavier (2005). ENSO control on the south Asian monsoon through the length of the rainy season. *Geophys. Res. Lett.* 32(L18717). <https://doi.org/10.1029/2005GL023216>.
- Gramacki, A. (2018). Chapter 3: Kernel Density Estimation. In *Nonparametric Kernel Density Estimation and its computational aspects*, Volu-

- me 37 of *Studies in Big Data*, pp. 25–62. Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-71688-6_3.
- Gray, W. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.* 96, 669–700. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0669:GVOT00>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0669:GVOT00>2.0.CO;2).
- Guan, B. y J. Chan (2006). Nonstationarity of the intraseasonal oscillations associated with the Western North Pacific Summer Monsoon. *J. Climate* 19, 622–629. <https://doi.org/10.1175/JCLI3661.1>.
- Gutiérrez, P., S. Salcedo-Sanz, C. Hervás-Martínez, L. Navarro-Calvo, J. Sánchez-Monedero, y L. Prieto (2013). Ordinal and nominal classification of wind speed from synoptic pressure patterns. *Engineering Applications of Artificial Intelligence* 26, 1008–1015. <https://doi.org/10.1016/j.engappai.2012.10.018>.
- Hao, X. y S. He (2017). Combined effect of ENSO-like and Atlantic Multidecadal Oscillation sstas on the interannual variability of the East Asian winter monsoon. *Journal of Climate* 30(7), 2697–2716. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0118.1>.
- He, B., Y. Zhang, T. Li, y W. T. Hu (2017). Interannual variability in the onset of the South China Sea summer monsoon from 1997 to 2014. *Atmospheric and Oceanic Science Letters* 10, 73–81. <https://doi.org/10.1080/16742834.2017.1237853>.
- He, H., J. Yang, D. Gong, R. Mao, Y. Wang, y M. Gao (2015). Decadal changes in tropical cyclone activity over the western North Pacific in the late 1990s. *Clim. Dyn.* 45, 3317–3329. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2541-1>.
- Hirahara, S., M. Ishii, y Y. Fukuda (2014). Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate* 27, 57–75. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00837.1>.
- Hurrell, J. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676–679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>.
- Ibarguren, I., J. Pérez, J. Muguerza, I. Gurrutxaga, y O. Arbelaitz (2015). Coverage-based resampling: building robust consolidated decision trees. *Knowledge-Based Syst.* 79, 51–67. <https://doi.org/10.1016/j.knosys.2014.12.023>.
- Janowiak, J. E. y P. Xie (2003). A Global-Scale Examination of Monsoon-Related Precipitation. *J. Climate* 16, 4121–4133. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<4121:AGEOMP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4121:AGEOMP>2.0.CO;2).

- Jiang, X. y N. Lau (2008). Intraseasonal teleconnection between North American and western North Pacific monsoons with 20-day time scale. *J. Climate* 21, 2664–2679. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2024.1>.
- Jones, P., T. Jonsson, y D. Wheeler (1997). Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17, 1433–1450. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19971115\)17:13<1433::AID-JOC203>3.0.CO;2-P](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19971115)17:13<1433::AID-JOC203>3.0.CO;2-P).
- Jones, P. y M. Salmon (2005). Preliminary reconstructions of the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation Index from measures of wind strength and direction taken during the CLIWOC period. *Clim. Change* 73, 131–154. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-6948-2>.
- Joseph, P. y A. Simon (2005). Weakening trend of the southwest monsoon current through peninsular india from 1950 to the present. *Curr. Sci.* 89(4), 687–694. <http://www.jstor.org/stable/24111169>.
- Kajikawa, Y. y B. Wang (2012). Interdecadal Change of the South China Sea Summer Monsoon Onset. *J. Climate* 25, 3207–3218. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00207.1>.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, y D. Joseph (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437–471. [10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2).
- Kantardzic, M. (2011). *Data mining: concepts, models, methods and algorithms*. John Wiley & Sons. ISBN 978-0-470-89045-5.
- Kao, H. y J. Yu (2009). Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *J. Climate* 22, 615–632. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1>.
- Kashid, S. y R. Maity (2015). Prediction of monthly rainfall on homogeneous monsoon regions of India based on large scale circulation patterns using genetic programming. *Procedia Comput. Sci.* 54, 271–280. <https://doi.org/10.1016/j.jhydro1.2012.05.033>.
- Kim, J., S. Yeh, y E. Chang (2014). Combined effect of El Niño–Southern Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on the East Asian winter monsoon. *Clim. Dyn.* 42, 957–971. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1730-z>.

- Kim, J.-W., S.-I. An, S.-Y. Jun, H.-J. Park, y S.-W. Yeh (2017). ENSO and East asian winter monsoon relationship modulation associated with the anomalous northwest pacific anticyclone. *Climate Dynamics* 49(4), 1157–1179. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3371-5>.
- Kinter, J., K. Miyakoda, y S. Yang (2002). Recent change in the connection from the Asian monsoon to ENSO. *J. Climate* 15, 1203–1215. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1203:RCITCF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1203:RCITCF>2.0.CO;2).
- Knight, H. y J. C. L. Chan (2006). Climate impacts of the atlantic multidecadal oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 33(L17706). <https://doi.org/10.1029/2006GL026242>.
- Krishnamurthy, L. y V. Krishnamurthy (2014). Influence of PDO on South Asian summer monsoon and monsoon-ENSO relation. *Clim Dyn* 42, 2397–2410. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1856-z>.
- Krishnamurthy, V. y J. Shukla (2007). Intraseasonal and seasonally persisting patterns of Indian monsoon rainfall. *J. Climate* 20, 3–20. <https://doi.org/10.1175/JCLI3981.1>.
- Kubota, H. (2009). Typhoon tracks during the early 20th century. *JAMS-TEC*. <https://doi.org/10.17596/0000061>.
- Kubota, H. y J. C. L. Chan (2009). Interdecadal variability of tropical cyclone landfall in the Philippines from 1902 to 2005. *Geophys. Res. Lett.* 36(L12802). <https://doi.org/10.1029/2009GL038108>.
- Kucharski, F., A. Bracco, J. Yoo, y F. Molteni (2007). Low-frequency variability of the Indian monsoon-ENSO relationship and the tropical Atlantic: The weakening of the 1980s and 1990s. *J. Climate* 20, 4255–4266. <https://doi.org/10.1175/JCLI4254.1>.
- Kug, J., F. Jin, y S. An (2009). Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *J. Climate* 22, 1499–1515. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2624.1>.
- Kumar, K., B. Rajagopalan, y M. Cane (1999). On the weakening relationship between the Indian Monsoon and ENSO. *Science* 284(5423), 2156–2159. <https://doi.org/10.1126/science.284.5423.2156>.
- Kutzbach, J. (1970). Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.* 98, 708–716. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1970\)098<0708:LSF0MM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1970)098<0708:LSF0MM>2.3.CO;2).
- Kwon, M., J. G. Jhun, B. Wang, S. I. An, y J. S. Kug (2005). Decadal change in relationship between East Asian and WNP summer monsoons. *Geophys. Res. Lett.* 32(L16709). <https://doi.org/10.1029/2005GL023026>.

- Lander, M. A. (1996). Specific tropical cyclone track types and unusual tropical cyclone motions associated with a reverse-oriented monsoon trough in the western North Pacific. *Wea. Forecasting* 11, 170–186. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1996\)011<0170:STCTTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1996)011<0170:STCTTA>2.0.CO;2).
- Lansigan, F., W. de los Santos, y J. Coladilla (2000). Agronomic impacts of climate variability on rice production in the Philippines. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 82, 129–137. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(00\)00222-X](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(00)00222-X).
- Larkin, N. y D. Harrison (2005). Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El niño Autumn and Winter. *Geophys. Res. Lett.* 32(L16705). <https://doi.org/10.1029/2005GL022860>.
- Lau, K. M. y S. Yang (1997). Climatology and interannual variability of the Southeast Asian Summer Monsoon. *Advances in Atmospheric Sciences* 14(2), 141–162. <https://doi.org/10.1007/s00376-997-0016-y>.
- Lee, E. J., K. J. Ha, y J. G. Jhun (2014). Interdecadal changes in interannual variability of the global monsoon precipitation and interrelationships among its subcomponents. *Clim. Dyn.* 42, 2585–2601. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1762-4>.
- Lee, E. J., J. Jhun, y C. Park (2005). Remote connection of the Northeast Asian summer rainfall variation revealed by a newly defined monsoon index. *J. Climate* 18, 4381–4393. <https://doi.org/10.1175/JCLI3545.1>.
- L'Heureux, M. L., D. C. Collins, y Z. Z. Hu (2013). Linear trends in sea surface temperature of the tropical Pacific Ocean and implications for the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dyn.* 40, 1223–1236. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1331-2>.
- Li, R. C. Y. y W. Zhou (2018). Revisiting the intraseasonal, interannual and interdecadal variability of tropical cyclones in the western North Pacific. *Atmospheric and Oceanic Science Letters* 11, 198–208. <https://doi.org/10.1080/16742834.2018.1459460>.
- Lorenz, D. y D. Hartmann (2006). The effect of the MJO on the North American Monsoon. *J. Climate* 19, 333–343. <https://doi.org/10.1175/JCLI3684.1>.
- Lu, R., B. Dong, y H. Ding (2006). Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 33(L24701). <https://doi.org/10.1029/2006GL027655>.
- Luo, M. y L. Lin (2017). Objective determination of the onset and withdrawal of the South China Sea summer monsoon. *Atmos. Sci. Lett.* 18, 276–282. <https://doi.org/10.1002/asl.753>.

- Luterbacher, J., E. Xoplaki, C. Casty, H. Wanner, A. Pauling, M. Küttel, T. Rutishauser, S. Brönnimann, E. Fischer, D. Fleitmann, F. J. Gonzalez-Rouco, R. García-Herrera, M. Barriendos, F. Rodrigo, J. C. Gonzalez-Hidalgo, M. A. Saz, L. Gimeno, P. Ribera, M. Brunet, H. Paeth, N. Rimbu, T. Felis, J. Jacobeit, A. D'Arrigo, E. Zorita, J. Guiot, M. Tseretakis, M. J. Alcoforado, R. Trigo, D. Wheeler, S. Tett, M. E. Mann, R. Touchan, D. T. Shindell, S. Silenzi, P. Montagna, D. Camuffo, A. Mariotti, T. Nanni, M. Brunetti, M. Maugeri, C. Zerefos, S. D. Zolt, P. Lionello, M. F. Nunes, V. Rath, H. Beltrami, E. Garnier, y E. L. R. Ladurie (2006). Chapter 1 Mediterranean climate variability over the last centuries: A review. In P. Lionello, P. Malanotte-Rizzoli, y R. Boscolo (Eds.), *Mediterranean*, Volume 4 of *Developments in Earth and Environmental Sciences*, pp. 27–148. Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(06\)80004-2](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80004-2).
- Madden, R. y P. Julian (1971). Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* 28, 702–708. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2).
- Madden, R. y P. Julian (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.* 29, 1109–1123. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2).
- Mantua, N. y S. Hare (2002). The Pacific decadal oscillation. *J. of Oceanography* 58, 35–44. <https://doi.org/10.1023/A:1015820616384>.
- Mantua, N., S. Hare, Y. Zhang, J. Wallace, y R. Francis (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78, 1069–1079. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<1069:APICOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2).
- Mao, J. y J. Chan (2005). Intraseasonal variability of the South China Sea Summer Monsoon. *J. Climate* 18, 2388–2402. <https://doi.org/10.1175/JCLI3395.1>.
- Martínez-Álvarez, F., A. Troncoso, G. Asencio-Cortés, y J. Riquelme (2015). A survey on data mining techniques applied to energy time series forecasting. *Energies* 8, 13162–13193. <https://doi.org/10.3390/en8112361>.
- Mellado-Cano, J., D. Barriopedro, R. García-Herrera, R. M. Trigo, y M. C. Álvarez Castro (2018). Euro-Atlantic atmospheric circulation during the late Maunder minimum. *J. Climate* 31, 3849–3863. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0261.1>.
- Minobe, S. (1997). A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.* 24(6), 683–686. <https://doi.org/10.1029/97GL00504>.

- Murakami, T. y J. Matsumoto (1994). Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan* 72, 719–745. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.72.5_719.
- Newman, M. (2007). Interannual to decadal predictability of tropical and North Pacific sea surface temperatures. *J. Climate* 20, 2333–2356. <https://doi.org/10.1175/JCLI4165.1>.
- Newman, M., M. A. Alexander, T. R. Ault, K. M. Cobb, C. Deser, E. Di Lorenzo, N. J. Mantua, A. J. Miller, S. Minobe, H. Nakamura, N. Schneider, D. J. Vimont, A. S. Phillips, J. D. Scott, y C. A. Smith (2016). The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. *J. Climate* 29, 4399–4427. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0508.1>.
- Olaiya, F. y A. Adeyemo (2012). Application of data mining techniques in weather prediction and climate change studies. *International Journal of Information Engineering and Electronic Business* 4, 51–59. <https://doi.org/10.5815/ijieeb.2012.01.07>.
- Ordóñez, P., D. Gallego, P. Ribera, C. Peña Ortiz, y R. García-Herrera (2016). Tracking the Indian summer monsoon onset back to the preinstrument period. *J. Climate* 29, 8115–8127. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0788.1>.
- Overpeck, J., G. Meehl, S. Bony, y D. Easterling (2011). Climate data challenges in the 21st century. *Science* 331, 700–702. <https://doi.org/10.1126/science.1197869>.
- Pai, D., J. Bhate, O. SreejithH, y R. Hatwar (2011). Impact of MJO on the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over India. *Bull. Amer. Met. Soc.* 36, 41–55. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0634-4>.
- Pan, C., K. Reddy, H. Lai, y S. Yang (2010). Role of mixed precipitation cloud systems on the typhoon rainfall. *Ann. Geophys.* 28, 11–16. <https://doi.org/10.5194/angeo-28-11-2010>.
- Parker, W. (2016). Reanalyses and observations. What's the difference? *Bull. Amer. Met. Soc.* 97, 1565–1572. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00226.1>.
- Patel, H. y D. Patel (2014). A brief survey of data mining techniques applied to agricultural data. *International Journal of Computer Applications* 95, 6–8. <https://doi.org/10.5120/16620-6472>.
- Pérez, J., J. Muguerza, O. Arbelaitz, y I. Gurrutxaga (2004). Consolidated tree construction algorithm: Structurally steady trees. In *Proceedings of the Sixth International Conference on Enterprise Information Systems -*

- Volume 2: ICEIS*, pp. 14–21. INSTICC: SciTePress. <https://doi.org/10.5220/0002602200140021>.
- Poli, I., A. Ullmann, P. Roucou, y B. Fontaine (2011). Weather regimes in the Euro-Atlantic and mediterranean sector, and relationship with West African rainfall over the 1989-2008 period from a self-organizing maps approach. *J. Clim.* *24*, 3423–3432. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3622.1>.
- Poli, P., H. Hersbach, D. P. Dee, P. Berrisford, A. J. Simmons, F. Vitart, P. Laloyaux, D. G. H. Tan, C. Peubey, J.-N. Thépaut, Y. Trémolet, E. V. Hólm, M. Bonavita, L. Isaksen, y M. Fisher (2016). ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *J. Clim.* *29*, 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>.
- Prasanna, V. (2014). Impact of monsoon rainfall on the total foodgrain yield over india. *J. Earth Syst. Sci.* *123*(5), 1129–1145. <https://doi.org/10.1007/s12040-014-0444-x>.
- Prieto, M. R., D. Gallego, R. García-Herrera, y N. Calvo (2005). Deriving wind force terms from nautical reports through content analysis. The Spanish and French cases. *Climatic Change*. *73*, 37–55. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-6956-2>.
- Quinlan, J. (1993). *C4.5: Programs for machine learning*. San Mateo, California, United States of America: Morgan Kaufman Publishers, Inc. ISBN 1-55860-238-0.
- Raichich, F., N. Pinardi, y A. Navarra (2003). Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. *Int. J. Climatol.* *23*, 173–186. <https://doi.org/10.1002/joc.862>.
- Rajeevan, M., S. Gadgil, y J. Bhate (2010). Active and break spells of the Indian summer monsoon. *J. Earth Syst. Sci.* *119*(3), 229–247. <https://doi.org/10.1007/s12040-010-0019-4>.
- Ribera, P., R. García-Herrera, y L. Gimeno (2008). Historical deadly typhoons in the Philippines. *Weather* *63*(7), 194–199. <https://doi.org/10.1002/wea.275>.
- Roberts, M., D. Dawe, W. Falcon, y R. Naylor (2009). El Niño-Southern Oscillation impacts on rice production in Luzon, the Philippines. *J. Appl. Meteor. Climatol.* *48*, 1718–1724. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1628.1>.
- Ropelewski, C. y P. Jones (1987). An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*. *115*, 2161–2165. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<2161:AEOTTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<2161:AEOTTS>2.0.CO;2).

- Rutherford, S., M. Mann, T. Osborn, K. Briffa, P. Jones, R. Bradley, y M. Hughes (2005). Proxy-based northern Hemisphere surface temperature reconstructions: Sensitivity to method, predictor network, target season, and target domain. *J. Climate*. 18, 2308–2329. <https://doi.org/10.1175/JCLI3351.1>.
- Sabeerali, C. T., S. A. Rao, A. R. Dhakate, K. Salunke, y B. N. Goswami (2005). Why ensemble mean projection of south Asian monsoon rainfall by CMIP5 models is not reliable? *Clim. Dyn.* 45, 161–174. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2269-3>.
- Saha, M. y P. Mitra (2015). Co-clustering based approach for Indian monsoon prediction. *Procedia Comput. Sci.* 51, 2938–2942. <https://doi.org/10.1016/j.procs.2015.05.485>.
- Saha, M., P. Mitra, y R. Nanjundiah (2016). Autoencoder-based identification of predictors of indian monsoon. *Meteorology Atmos. Phys.* 128, 613–628. <https://doi.org/10.1007/s00703-016-0431-7>.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, y T. Yamagata (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature* 401, 360–363. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0860-x>.
- Salcedo-Sanz, S., R. García-Herrera, C. Camacho-Gómez, A. Aybar-Ruiz, y E. Alexandre (2018). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Applied energy* 228, 1111–1221. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2018.07.003>.
- Salzberg, S. (1994). Book Review: C4.5: by J. Ross Quinlan. Morgan Kaufmann Publishers, Inc., 1993. *Mach. Learn.* 16, 235–240. <https://doi.org/10.1007/BF00993309>.
- Sánchez-Gómez, E., C. Cassou, D. Hodson, N. Keenlyside, Y. Okumura, , y T. Zhou (2008). North Atlantic weather regimes response to Indian-western Pacific Ocean warming: A multi-model study. *Geophys. Res. Lett.* 35(L15706). <https://doi.org/10.1029/2008GL034345>.
- Schlesinger, M. y N. Ramankutty (1994). An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature* 367, 723–726. <https://doi.org/10.1038/367723a0>.
- Schnase, J. L., T. J. Lee, C. A. Mattmann, C. S. Lynnes, L. Cinquini, P. M. Ramirez, A. F. Hart, D. N. Williams, D. Waliser, P. Rinsland, W. P. Webster, D. Q. Duffy, M. A. McInerney, G. S. Tamkin, G. L. Potter, y L. Carriere (2016). Big data challenges in climate science: Improving the next generation cyberinfrastructure. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*. 4(3), 10–22. <https://doi.org/10.1109/MGRS.2015.2514192>.

- Schneider, N. y B. Cornuelle (2005). The forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Climate* 18, 4355–4373. <https://doi.org/10.1175/JCLI3527.1>.
- Schneider, U., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, M. Ziese, y B. Rudolf (2014). GPCP's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. *Theor. Appl. Climatol.* 115, 15–40. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0860-x>.
- Shukla, R., K. Tripathi, A. Pandey, y I. Das (2011). Prediction of Indian summer monsoon rainfall using Niño indices: a neural network approach. *Atmos. Res.* 102, 99–109. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.06.013>.
- Singh, P. y B. Borah (2013). Indian summer monsoon rainfall prediction using artificial neural network. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 27, 1585–1599. <https://doi.org/10.1007/s00477-013-0695-0>.
- Singh, S., R. Kripalani, y D. Sikka (1992). Interannual variability of the Madden-Julian oscillations in Indian Summer Monsoon rainfall. *J. Climate* 5, 973–978. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<0973:IVOTMJ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<0973:IVOTMJ>2.0.CO;2).
- Sun, J., J. Ming, M. Zhang, y S. Yu (2018). Circulation features associated with the record-breaking rainfall over South China in June 2017. *J. Climate* 31, 7209–7224. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0903.1>.
- Sutton, R. y D. Hodson (2005). Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science* 309, 115–118. <https://doi.org/10.1126/science.1109496>.
- Tanaka, M. (1997). Interannual and interdecadal variations of the western North Pacific monsoon and Baiu rainfall and their relationship to the ENSO cycles. *J. Meteor. Soc. Japan* 75, 1109–1123. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.75.6_1109.
- Tao, F., M. Yokozawa, Z. Zhang, Y. Hayashi, H. Grassl, y C. Fu (2004). Variability in climatology and agricultural production in China in association with the East Asian summer monsoon and El Niño Southern Oscillation. *Clim. Res.* 28, 23–30. <https://doi.org/10.3354/cr028023>.
- Tao, S. y L. Chen (1987). Chapter 3: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In *Monsoon Meteorology*, Volume 7 of *Oxford monographs on Geology and Geophysics*, pp. 60–92. Oxford University Press. ISBN 978-0-19-504254-2.

- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, y G. A. Meehl (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
- Tomita, T., T. Yamaura, y Y. Kuwazuru (2013). Decadal-Scale Modulation of Atmospheric Circulation Change at the Onset of the Western North Pacific Summer Monsoon. *SOLA* 9, 161–165. <https://doi.org/10.2151/sola.2013-036>.
- Torrence, C. y P. Webster (1999). Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon system. *J. Climate* 12, 2679–2690. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2).
- Trenberth, K. E. y C. J. Guillemont (1995). Evaluation of the global atmospheric budget as seen from analyses. *J. Climate* 8, 2255–2272. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2255:EOTGAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2255:EOTGAM>2.0.CO;2).
- Trenberth, K. E. y D. Shea (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophys. Res. Lett.* 33(L12704). <https://doi.org/10.1029/2006GL026894>.
- Trigo, R., T. Osborn, y J. Corte-Real (2002). The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Clim. Res.* 20, 9–17. <https://doi.org/10.3354/cr020009>.
- Troncoso, A., P. Ribera, G. Asencio-Cortés, I. Vega, y D. Gallego (2018). Imbalanced classification techniques for monsoon forecasting based on a new climatic time series. *Environmental Modelling & Software* 106, 48–56. Special Issue on Environmental Data Science. Applications to Air quality and Water cycle. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.11.024>.
- Turner, A. y B. Wang (2017). *Interdecadal Variability of the Asian Summer Monsoons*, Chapter Chapter 23, pp. 289–301. World Scientific. https://doi.org/10.1142/9789813200913_0023.
- Ueda, H., M. Ohba, y S. Xie (2009). Important factors for the development of the Asian-Northwest Pacific Summer Monsoon. *J. Climate* 22, 649–669. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2341.1>.
- Vathsala, H. y S. Koolagudi (2015). Closed item-set mining for prediction of Indian summer monsoon rainfall a data mining model with land and ocean variables as predictors. *Procedia Comput. Sci.* 54, 271–280. <https://doi.org/10.1016/j.procs.2015.06.032>.
- Vathsala, H. y S. Koolagudi (2017). Prediction model for peninsular Indian summer monsoon rainfall using data mining and statistical approaches. *Comput. Geosciences* 98, 55–63. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.10.003>.

- Vega, I., D. Gallego, R. Pedro, F. d. P. Gómez-Delgado, R. García-Herrera, y C. Peña Ortiz (2018). Reconstructing the Western North Pacific Summer Monsoon since the late nineteenth century. *Journal of Climate* 31, 355–368. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17.0336.1>.
- Walker, G. y E. Bliss (1932). World Weather V. *Mem. R. Meteorol. Soc.* 4, 53–84.
- Wang, B. (2006). *The Asian Monsoon, 3rd edition*. Chichester, United Kingdom: Praxis Publishing Ltd. ISBN 3-540-40610-7.
- Wang, B. y Z. Fan (1999). Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 80, 629–638. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0629:COSASM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0629:COSASM>2.0.CO;2).
- Wang, B. y LinHo (2002). Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate* 15, 386–398. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2).
- Wang, B., LinHo, Y. Zhang, y M. M. Lu (2004). Definition of South China Sea Monsoon Onset and Commencement of the East Asia Summer Monsoon. *J. Climate* 17, 699–710. <https://doi.org/10.1175/2932.1>.
- Wang, B. y L. Wu (1997). Sub-seasonal variations of the tropical storm track in the western North Pacific. *Mausam* 48(2), 189–194.
- Wang, B., R. Wu, y X. Fu (2000). Pacific - East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate* 13, 1517–1536. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2).
- Wang, B., R. Wu, y K. M. Lau (2001). Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the indian and the western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate* 14, 4073–4090. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4073:IVOTAS>2.0.CO;2).
- Wang, B. y X. Xu (1997). Northern Hemisphere Summer Monsoon Singularities and Climatological Intraseasonal Oscillation. *J. Climate* 10, 1071–1085. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1071:NHMSMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1071:NHMSMA>2.0.CO;2).
- Wang, B. y Q. Zhang (2002). Pacific–East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. *J. Climate* 15, 3252–3265. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2).
- Wang, C., C. Deser, J. Yu, P. DiNezio, y A. Clement (2017). Chapter 4 El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. In P. Glynn,

- D. Manzello, y I. Enochs (Eds.), *Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific. Persistence and Loss in a Dynamic Environment.*, Volume 8 of *Coral Reefs of the World.*, pp. 85–106. Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-017-7499-4_4.
- Wang, X. y C. Wang (2014). Different impacts of various El Niño events on the Indian Ocean Dipole. *Clim. Dyn.* 42, 991–1005. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1711-2>.
- Wang, Z., G. Li, y S. Yang (2018). Origin of Indian summer monsoon rainfall biases in CMIP5 multimodel ensemble. *Clim. Dyn.* 51, 755–768. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3953-x>.
- Ward, M. (1998). Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *J. Climate* 11, 3167–3191. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<3167:DASLTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<3167:DASLTP>2.0.CO;2).
- Weng, H., K. Ashok, S. K. Behera, S. A. Rao, y T. Yamagata (2007). Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dyn.* 29, 113–129. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0234-0>.
- Weng, H., G. Wu, Y. Liu, S. K. Behera, y T. Yamagata (2011). Anomalous summer climate in China influenced by the tropical Indo-Pacific Oceans. *Climate Dyn.* 36, 769–782. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0658-9>.
- Wheeler, D. y R. García-Herrera (2008). Ships' logbooks in climatological research. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1146, 1–15. <https://doi.org/10.1196/annals.1446.006>.
- Wheeler, D., R. García-Herrera, W. Wilkinson, y C. Ward (2010). Atmospheric circulation and storminess derived from Royal Navy logbooks: 1685 to 1750. *Climatic change* 101, 257–280. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9732-x>.
- Wheeler, D. y C. Wilkinson (2005). Understanding wind force and weather terms from ships' logbooks: The English case. *Climatic change* 73, 57–77. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-6949-1>.
- Wilkinson, C., S. Woodruff, P. Brohan, S. Claesson, J. Freeman, F. Koek, S. Lubker, C. Marzin, y D. Wheeler (2011). RECOVERY of Logbooks And International Marine Data: The RECLAIM Project. *Int. J. Climatol.* 7, 949–1098. <https://doi.org/10.1002/joc.2102>.

- Witten, I. H., E. Frank, M. A. Hall, y C. J. Pal (2011). *Data Mining: Practical machine learning tools and techniques*. Morgan Kaufmann. ISBN 978-0-12-804291-5.
- Wu, C. H., W. S. Kau, y M. D. Chou (2009). Summer monsoon onset in the subtropical western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.* *36*(L18810). <https://doi.org/10.1029/2009GL040168>.
- Wu, M. y J. Chan (2005). Observational relationships between summer and winter monsoons over East Asia. Part II: Results. *Int. J. Climatol.* *25*, 453–468. <https://doi.org/10.1002/joc.1153>.
- Wu, R. y B. Wang (2000). Interannual Variability of Summer Monsoon Onset over the Western North Pacific and the Underlying Processes. *J. Climate* *13*, 2483–2501. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2483:IVOSMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2483:IVOSMO>2.0.CO;2).
- Wu, R. y B. Wang (2001). Multi-stage onset of summer monsoon over the western North Pacific. *J. Climate* *17*, 277–289. <https://doi.org/10.1007/s003820000118>.
- Wu, Z., J. Li, Z. Jiang, J. Hec, y X. Zhud (2012). Possible effects of the North Atlantic Oscillation on the strengthening relationship between the East Asian summer monsoon and ENSO. *Int. J. Climatol.* *32*, 794–800. <https://doi.org/10.1002/joc.2309>.
- Wyrtki, K. (1975). El Niño - The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Physical Oceanography* *5*, 572–584. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1975\)005<0572:ENTDR0>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1975)005<0572:ENTDR0>2.0.CO;2).
- Xie, A., Y. S. Chung, X. Liu, y Q. Ye (1998). The Interannual Variations of the Summer Monsoon Onset over the South China Sea. *Theor. Appl. Climatol.* *59*, 201–213. <https://doi.org/10.1007/s007040050024>.
- Xu, K. y R. Lu (2015). Break of the Western North Pacific Summer Monsoon in Early August. *J. Climate* *28*, 3420–3434. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00588.1>.
- Xu, K. y R. Lu (2016). Change in Tropical Cyclone Activity during the Break of the Western North Pacific Summer Monsoon in Early August. *J. Climate* *29*, 2457–2469. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0587.1>.
- Xu, K. y R. Lu (2018). Decadal Change of the Western North Pacific Summer Monsoon Break around 2002/03. *J. Climate* *31*, 177–193. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0739.1>.

- Yamamoto, R., T. Iwashima, N. Sanga, y M. Hoshiai (1986). An analysis of climate jump. *J. Meteorol. Soc. Japan* 64, 273–281. <https://doi.org/10.1029/2007JD009603>.
- Yan, J. (1997). Climatological characteristics on the onset of the South China Sea southwest monsoon. *Acta Meteor. Sinica* 55(2), 174–186.
- Yasunari, T. (1979). Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan* 57(3), 227–242. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.57.3_227.
- Yatagai, A., K. Kamiguchi, O. Arakawa, A. Hamada, N. Yasutomi, y A. Kito (2012). APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 93, 1401–1415. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00122.1>.
- Yeh, S., J. Kug, B. Dewitte, M. Kwon, K. BP, y F. Jin (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*. 461, 511–514. <https://doi.org/10.1038/nature08316>.
- Yim, S. Y., S. W. Yeh, R. Wu, y J. G. Jhun (2008). The influence of ENSO on decadal variations in the relationship between the East Asian and Western North Pacific Summer Monsoons. *J. Climate* 21, 3165–3179. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1948.1>.
- Yoon, J. y S. W. Yeh (2010). Influence of the Pacific Decadal Oscillation on the relationship between El Niño and the Northeast Asian Summer Monsoon. *J. Climate* 23, 4525–4537. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3352.1>.
- Yu, J. y S. Kim (2010). Three evolution patterns of Central-Pacific El Niño. *Geophys. Res. Lett.* 37(L08706). <https://doi.org/10.1029/2010GL042810>.
- Zeng, X. y E. Lu (2004). Globally Unified Monsoon Onset and Retreat Indexes. *J. Climate* 17, 2241–2248. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2241:GUM0AR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2241:GUM0AR>2.0.CO;2).
- Zhang, H. (2010). Diagnosing Australia-Asian monsoon onset/retreat using large-scale wind and moisture indices. *Clim. Dyn.* 35, 601–618. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0620-x>.
- Zhang, Q., Q. Liu, y L. Wu (2009). Topical cyclone damages in China 1983–2006. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 90, 489–495. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2631.1>.

- Zhang, Q., Y. Min, y J. Su (2017). Impact of El Niño on atmospheric circulations over East Asia and rainfall in China: Role of the anomalous western North Pacific anticyclone. *Sci. China* 60(6), 1124–1132. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-9026-x>.
- Zhang, R. H. (2015a). Changes in East Asian summer monsoon and summer rainfall over eastern China during recent decades. *Sci. Bull.* 60, 1222–1224. <https://doi.org/10.1007/s11434-015-0824-x>.
- Zhang, R. H. (2015b). Natural and human-induced changes in summer climate over East Asian monsoon region in the last half century: A review. *Adv. Climate Change Res.* 6, 131–140. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2015.09.009>.
- Zhang, W. y M. Luo (2016). A possible linkage of the western North Pacific summer monsoon with the North Pacific Gyre Oscillation. *Atm. Sci. Lett.* 17, 437–445. <https://doi.org/10.1002/asl.676>.
- Zhang, W., Y. Wang, F. Jin, M. Stuecker, y A. Turner (2015). Impact of different El Niño types on the El Niño/IOD relationship. *Geophys. Res. Lett.* 42, 8570–8576. <https://doi.org/10.1002/2015GL065703>.
- Zhou, W. y J. C. L. Chan (2007). ENSO and the South China Sea summer monsoon onset. *Int. J. Climatol.* 27, 157–167. <https://doi.org/10.1002/joc.1380>.
- Zong, H. y L. Wu (2015). Re-examination of tropical cyclone formation in monsoon troughs over the western North Pacific. *Adv. Atmos. Sci.* 32(7), 924–934. <https://doi.org/10.1007/s00376-014-4115-2>.